

FACULTAD NÁUTICA DE BARCELONA
UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE CATALUÑA

PROYECTO DE FIN DE CARRERA

**LICENCIADO EN NAVEGACIÓN Y
TRANSPORTE MARÍTIMO**

**ANÁLISIS DE LAS
CARACTERÍSTICAS GENERALES
DEL VIENTO**

JUAN PEDRO RODRÍGUEZARACIL

INDICE

Introducción.....	1
1 Concepto y medición del tiempo	2
1.1 Concepto del viento	2
1.2 Medición del viento	2
1.2.1 La dirección	2
1.2.2 La intensidad	3
1.3 Aparatos de medida de la dirección e intensidad del viento	8
1.3.1 Aparatos de medida de la dirección: veletas, grímpolas, catavientos	8
1.3.2 Aparatos de medida de la dirección del viento: anemómetros de recorrido, de mano y de presión	9
1.4 Relación entre la intensidad del viento y el estado del mar	13
1.5 Viento verdadero y viento aparente	17
2 Fuerzas determinantes de la dirección y velocidad del viento	19
2.1 La fuerza del gradiente de presión	19
2.2 La fuerza desviadora de Coriolis	20
2.3 La fuerza de rozamiento terrestre	32
2.4 La fuerza centrífuga en las trayectorias curvas	34
3 Variación vertical del viento	38
3.1 El viento en las capas de aire inmediatas a la superficie	39
3.2 El viento en las capas altas de la atmósfera	44
4 Convergencia entre el viento y los movimientos verticales del aire. Convergencia y divergencia	59
5 Circulación general de la atmósfera	66
5.1 Oscilación del sistema general	68
5.2 Vientos constantes o regulares	69
5.3 Vientos periódicos	70
5.4 Efecto de los monzones	72
5.5 Las corrientes de chorro	74

6	El viento sobre la superficie del agua.....	77
6.1	Anatomía de la ola	77
6.1.1	Crecimiento de las olas	79
6.2	Velocidad del viento	80
6.2.1	Formación de las olas por el viento	80
6.2.2	Limitaciones de la velocidad del viento	81
6.2.2.1	Velocidad del viento y velocidad y crecimiento olas	81
6.2.2.2	Simplificada de la velocidad de las olas en aguas poco profundas	82
6.2.2.3	Duración y velocidad del viento	82
6.2.3	Variaciones en la velocidad del viento	83
6.2.3.1	Cambios en la velocidad del viento	83
6.3	Alcance del viento	84
6.3.1	Fronteras de la zona alcance del viento	85
6.3.2	Limitaciones en las zonas de alcance del viento	86
6.3.3	Ancho en la zona de alcance del viento	89
6.3.3.1	Repercusiones de las dimensiones del alcance...	89
6.3.3.2	Transferencia de energía de ola a ola	90
6.3.3.3	Ancha y estrecha	90
6.3.4	Longitud de la zona de alcance la viento	91
6.3.4.1	Cambios en la longitud del alcance	91
6.3.5	Zonas de alcance dinámico.....	92
6.4	Duración del viento	94
6.4.1	Limitaciones de la duración del viento	94
6.4.2	Ráfagas de viento	96
6.4.3	Notas sobre los factores	97
7	Fenómenos eólicos especiales.....	98
7.1	Chorros costeros	98
7.2	Vientos canalizados	99
7.2.1	Ejemplo de vientos canalizados	99
7.3	Vientos catabáticos	102
7.3.1	Vientos glaciares	103

7.4	Mezcla por inestabilidad	103
7.5	Corrientes oceánicas	105
8	Observaciones	106
8.1	Dispersión satelital	106
8.1.1	Dispersión	106
8.1.2	Teoría de la dispersión	106
8.1.3	Geometría de las imágenes de Radar	107
8.1.4	Salvedades	108
8.1.5	Limitaciones	108
8.1.6	Quick SCAT y las boyas	110
8.1.7	Donde obtener datos	111
8.2	Boyas y estaciones C-MAN	112
8.2.1	Operaciones con boyas	112
8.3	Observaciones desde barcos	113
8.3.1	Diagrama VOS	113
8.3.2	Datos del programa VOS	114
9	Bibliografía	115

INDICE DE FIGURAS

Fig. 1	Rosa de los vientos.....	3
Fig. 2	Escala de Beaufort.....	4
Fig. 3	Escala de Beaufort	7
Fig. 4	Intensidad y dirección del viento	8
Fig. 5	Aparatos de medida de la dirección del viento	9
Fig. 6	Anemómetros de recorrido	11
Fig. 7	Anemómetros de presión	12
Fig. 8	Anemógrafo	13
Fig. 9	Escala de Douglas	15
Fig. 10	La fuerza del gradiente de presión	19
Fig. 11	Giro de las distintas porciones de la superficie terrestre alrededor de su propia vertical	21
Fig. 12	La fuerza desviadora de Coriolis en latitudes medias del hemisferio Norte	22
Fig. 13	Composición vertical de cualquier movimiento de traslación sobre la superficie de la Tierra.....	23
Fig. 14	Ejemplificación de la desviación de Coriolis mediante un disco giratorio	25
Fig. 15	La aceleración de Coriolis	26
Fig. 16	El viento geostrófico	30
Fig. 17	Fuerza del rozamiento terrestre y su intervención en la génesis del viento	33
Fig. 18	La fuerza centrífuga en las trayectorias curvas	34
Fig. 19	Circulación ciclónicas y anticiclónicas	37
Fig. 20	Espiral de Ekman	38
Fig. 21	Brisas costeras	40
Fig. 22	Las brisas de montaña	41
Fig. 23	Comportamiento del aire al rodear un obstáculo de reducidas dimensiones	42
Fig. 24	Comportamiento del aire al atravesar un obstáculo montañoso ...	43
Fig. 25	El comportamiento del viento al atravesar un valle encajado	44
Fig. 26	Cálculo del viento geostrófico en las capas altas de la atmósfera ...	45
Fig. 27	El viento geostrófico en las capas de la atmósfera	46

Fig. 28	Esquema del viento térmico en una columna de aire	47
Fig. 29	El cálculo del viento térmico a partir de las topografías relativas ..	49
Fig. 30	Ausencia de variaciones del viento con la altura	50
Fig. 31	Viento arreciando con la altura sin cambio de dirección	51
Fig. 32	Proceso de disminución de la velocidad del viento con la altura sin cambio de dirección	52
Fig. 33	Estructura de los anticiclón cálido	53
Fig. 34	Estructura anticiclón frío	54
Fig. 35	Estructura depresión cálida.....	55
Fig. 36	Estructura depresión fría.....	56
Fig. 37	Advección de aire frío en una atmósfera baroclina	57
Fig. 38	Esquema de una onda baroclina en el hemisferio Norte vista en plano	58
Fig. 39	Situación de convergencia y divergencia del aire	60
Fig. 40	Convergencia y divergencia en superficie y altura	61
Fig. 41	Estructura vertical de los anticiclones y las depresiones fríos y cálidos	64
Fig. 42	Esquema del sistema general de vientos	66
Fig. 43	Las zonas depresionarias y anticiclónicas se intercalan con otras de vientos dominantes.....	67
Fig. 44	La Tierra del ecuador se calienta mas por la acción solar que la de los polos	68
Fig. 45	Vientos alisios y contraalisios	69
Fig. 46	Vientos alisios.....	70
Fig. 47	Proceso formación brisa marina.....	71
Fig. 48	Proceso de formación de la brisa terrestre.....	71
Fig. 49	Esquema monzón de invierno.....	73
Fig. 50	Lluvias que producen el monón.....	74
Fig. 51	Corrientes de chorro.....	76
Fig. 52	La anatomía de una ola	78
Fig. 53	La pendiente de una ola	78
Fig. 54	Onda sinusoidal y trocoidal	79
Fig. 55	Análisis de oleaje y nomograma de pronóstico	80
Fig. 56	Efecto protector de la ola	81

Fig. 57	Nomograma de generación de olas por el viento	84
Fig. 58	Zona de alcance definida por el cambio de la dirección del viento..	85
Fig. 59	Zona de alcance definida por el cambio en la velocidad del viento..	85
Fig. 60	Zonas de alcance del viento en el Golfo de Alaska y Pacífico Oriental	86
Fig. 61	Limitación de las zonas de alcance del viento	87
Fig. 62	Limitación de las zonas de alcance del viento	88
Fig. 63	Frente de racha	88
Fig. 64	Crecimiento de las olas dentro del área de generación	89
Fig. 65	Pérdida de energía	90
Fig. 66	Comparación de zonas de alcance	91
Fig. 67	Análisis de olas y monograma de pronóstico	92
Fig. 68	Región de alcance dinámico	93
Fig. 69	Altura de las olas, alcance y velocidad de vientos constantes	94
Fig. 70	Duración como factor limitante en la generación de las olas	95
Fig. 71	Eventos con duraciones de viento limitadas	96
Fig. 72	Observaciones desde barcos y boyas	97
Fig. 73	Presión media a nivel del mar	98
Fig. 74	Imagen de radar de apertura sintética	99
Fig. 75	Viento canalizado	100
Fig. 76	Efectos de la topografía en el golfo de Tehuantepec	101
Fig. 77	TSM (°C) y vientos detectados por dispersómetro	101
Fig. 78	Vientos catabáticos	102
Fig. 79	Vientos glaciares	103
Fig. 80	Vientos fuertes y persistentes sobre el agua	104
Fig. 81	Efectos corriente oceánica	105
Fig. 82	Espectro electromagnético	106
Fig. 83	Elementos de rugosidad de pequeña escala	107
Fig. 84	Ejemplo de una imagen NCSAT	109
Fig. 85	Geometría de la visión de un satélite	110
Fig. 86	Señal del satélite atenuada a través de las nubes	111
Fig. 87	Boya de 3 m.	112
Fig. 88	Boya de 2 m.	112
Fig. 89	Estación C-MAN	112

Fig. 90	Logotipo VOS	113
---------	--------------------	-----

Ningún punto del planeta se libra de los vientos, tanto si es el suave o refrescante Céfiro que pasa por una elevada pradera, como si es un estridente temporal que irrumpe a través del Atlántico Norte.

Para conocer completamente el origen y mantenimiento de los vientos deben tenerse en cuenta una gran gama de fenómenos astrofísicos y geofísicos.

En el presente proyecto se pretende conocer y delimitar la naturaleza del viento; sus componentes, sus aparatos de medida, las fuerzas que lo componen, que hacen que este varíe vertical y horizontalmente, que converja o que diverja.

Las diferentes formaciones atmosféricas; ciclones, anticiclones, huracanes... su desarrollo y movilidad dentro de nuestro planeta y como afectan los mismos al tiempo y la navegación.

A pesar de las muchas preguntas incontestables sobre los cambios atmosféricos, hay una gran riqueza de información sobre la Tierra, sus grandes masas de aire y los espacios que la rodean, mediante los cuales se pueden explicar muchos aspectos de los vientos.

Analizaremos el viento intrínsecamente referido a la atmósfera y a su relación directa con nuestro planeta, veremos diferentes tipos de estas formaciones atmosféricas; ciclones, anticiclones, huracanes... su desarrollo y movilidad dentro de este y como afectan los mismos al tiempo y la navegación.

Estudiaremos los diferentes vientos circundantes en el planeta, sus corrientes y su relación directa con el estado de la mar, su impacto y desarrollo sobre su superficie, la formación de las diferentes olas que genera y que afectan directamente a nuestras embarcaciones y a la navegación en general.

Analizaremos las zonas de actuación del viento, sus alcances sus tiempos y la relación de estos de nuevo con la altura de las olas.

Concluiremos con el análisis de fenómenos especiales asociados a este: Chorros costeros, vientos canalizados o las corrientes oceánicas.... y con los diferentes puntos de análisis y observación del viento ya sea desde el espacio, desde el mar o desde nuestra propia Embarcación.

La fuente más importante de información sobre los vientos procede de la meteorología, la ciencia de la Atmósfera y sus fenómenos que en la práctica como hemos dicho está relacionada directamente con el tiempo siendo los vientos una parte integrante de este tiempo será esta ciencia la base de nuestro estudio.

1. CONCEPTO Y MEDICIÓN DEL VIENTO

1.1 CONCEPTO DEL VIENTO

El viento se define como el movimiento horizontal o parahorizontal del aire, no incluyéndose en él movimientos verticales del mismo, los cuales, por otro lado, tienen una componente mucho menor que aquellos a pesar de su gran importancia para la comprensión de numerosos fenómenos meteorológicos. Sin embargo, conviene aclarar que estos movimientos horizontales constitutivos del viento se entienden como movimientos relativos respecto a la superficie terrestre y no como movimientos absolutos. La Tierra realiza un movimiento de rotación alrededor de su eje en dirección W-E y la atmósfera, solidaria con ella, realiza simultáneamente ese mismo movimiento. Para nosotros tal desplazamiento del aire no resulta apreciable porque es sincrónico con nuestro propio desplazamiento; de ahí que no lo califiquemos como viento. Sólo cuando el movimiento horizontal del aire es diferente en dirección o velocidad al realizado por la superficie terrestre, adquiere para nosotros la categoría de viento. Así, un viento del W debe entenderse como un desplazamiento del aire en dirección W-E a velocidad superior a la de la rotación terrestre. Por su parte, un movimiento del aire en dirección W-E, pero a menor velocidad que la de la rotación, sería calificado por nosotros como un viento del E. Por último, si este movimiento W-E se realiza a identidad velocidad que la de la rotación terrestre, será calificado como una situación de aire en calma.

1.2 MEDICIÓN DEL VIENTO

El viento se mide a partir de dos magnitudes: su dirección y su intensidad.

1.2.1 LA DIRECCIÓN

La dirección se mide a partir del punto desde el cual sopla el viento (un viento del W es un viento que viene del W y va hacia el E) a ese punto se le llama barlovento, denominándose sotavento al punto diametralmente opuesto.

Hasta hace pocos años se usó en meteorología, y aún sigue usando en determinados aspectos de ella, la rosa de los vientos o rosa náutica (de 32 rumbos) para definir la dirección del viento.

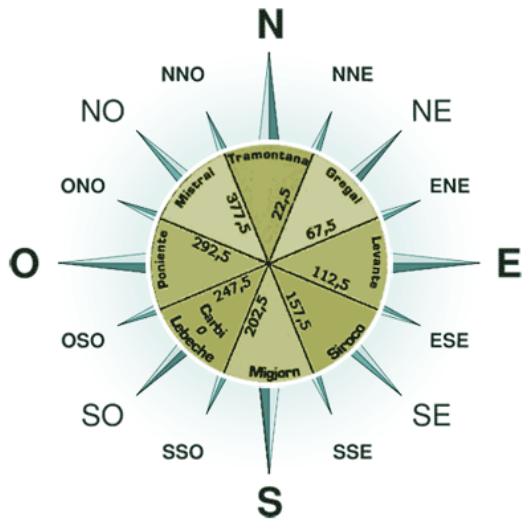


Fig. 1. Rosa de los vientos
www.todoababor.es

Los italianos dieron los nombres a los vientos conforme su posición relativa a otros puntos o países, y sin embargo el uso los generalizó en todo el Mediterráneo. **TRAMONTANA** al viento del N, porque su dirección parecía venir de detrás de los montes Alpes. **GREGAL** al NE que venía de la parte de Grecia **LEVANTE** al del Oriente, o de donde nace o se levanta el Sol

SIROCO al SE, que venía de Siria. **MIJORNO** al que soplabá del S o Mediodía **LEVIG** o **LEBECHE** al SO que venía de Libia. **PONIENTE** al que soplabá del occidente o donde se ponía el Sol. **MESTRE** o **MAESTRAL** llamaban al NO o que procede de entre el Norte y Poniente. A los vientos intermedios se llamaban con los nombres colaterales unidos, como Griego-Tramontana, Levante- Gebal, Levante-Siroco, Mijorno-Si Roco.

Sin embargo, en la actualidad, y concretamente en Meteorología sinóptica, es reglamentaria la rosa dividida en 360°, refiriéndose el viento a ella simplemente por su dirección en grados, tomando como origen el norte y con un sentido de giro similar al de las agujas del reloj. Así, un viento y con un sentido del E se designa simplemente, 090°; uno del SE, 135°; uno del W, 270°.

1.2.2. LA INTENSIDAD

La intensidad expresa la velocidad del viento y se mide en unidades de velocidad tales como las m/s, los km/h o los nudos, siendo el nudo equivalente a una milla marina por hora o , lo que es lo mismo, 1853 km/h. Por otra parte, el viento ejerce una presión sobre los cuerpos fijos, presión que depende de la forma de éstos y de su velocidad, de manera que a igualdad de forma de cuerpo podremos conocer la velocidad del viento, difícil de medir en sí misma, por la presión que ejerce sobre un objeto determinado.

En un principio se graduó la intensidad el viento basándose en estas ideas, es decir, buscando efectos escalonados de fuerza sobre objetos universalmente observables. La escala de Beaufort, de uso universal a bordo, se funda precisamente en la velocidad alcanzada y aparejo desplegado por los veleros, navegando en condiciones de seguridad.

Establecida en 1805 por el entonces capitán de navío Francisco Beaufort (después almirante), comprendía 12 grados de intensidad creciente, designándose cada grado, bien simplemente por su número de la escala, bien por un nombre casi siempre de origen náutico.

Con la desaparición de la marina velica, la descripción de los grados de la escala, que en su origen se referirán al aparejo desplegado, perdió su significado y se extendió la costumbre de describir el viento a partir del estado de la mar.

La escala de Beaufort es un buen procedimiento para la medida indirecta de la velocidad del viento, ya que cada grado de su escala comprende una banda de velocidades de aquél, expresada en metros por segundo, kilómetros por hora o nudos







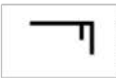
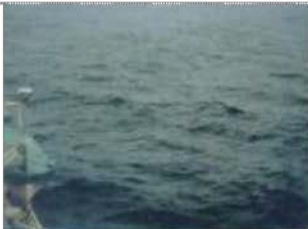
Escala	Velocidad del viento (km/h)	Denominación	Aspecto de la mar	Efectos en tierra
0	0 a 1	Calma	Espejado	Calma, el humo asciende verticalmente
1	2 a 5	Ventolina	Pequeñas olas, pero sin espuma	El humo indica la dirección del viento
2	6 a 11	Flojito (Brisa muy débil)	Crestas de apariencia vítrea, sin romper	Se mueven las hojas de los árboles, empiezan a moverse los molinos
3	12 a 19	Flojo (Brisa débil)	Pequeñas olas, crestas rompientes.	Se agitan las hojas, ondulan las banderas
4	20 a 28	Bonancible (Brisa moderada)	Borreguillos numerosos, olas cada vez más largas	Se levanta polvo y papeles, se agitan las copas de los árboles
5	29 a 38	Fresquito (Brisa fresca)	Olas medianas y alargadas, borreguillos muy abundantes	Pequeños movimientos de los árboles, superficie de los lagos ondulada
6	39 a 49	Fresco (Brisa fuerte)	Comienzan a formarse olas grandes, crestas rompientes, espuma	Se mueven las ramas de los árboles, dificultad para mantener abierto el paraguas
7	50 a 61	Frescachón (Viento fuerte)	Mar gruesa, con espuma arrastrada en dirección del viento	Se mueven los árboles grandes, dificultad para andar contra el viento
8	62 a 74	Temporal (Viento duro)	Grandes olas rompientes, franjas de espuma	Se quiebran las copas de los árboles, circulación de personas dificultosa
9	75 a 88	Temporal fuerte (Muy duro)	Olas muy grandes, rompientes. Visibilidad mermada	Daños en árboles, imposible andar contra el viento
10	89 a 102	Temporal duro (Temporal)	Olas muy gruesas con crestas empenachadas. Superficie del mar blanca.	Árboles arrancados, daños en la estructura de las construcciones
11	103 a 117	Temporal muy duro (Borrasca)	Olas excepcionalmente grandes, mar completamente blanca, visibilidad muy reducida	Estragos abundantes en construcciones, tejados y árboles
12	118 y más	Temporal huracanado (Huracán)	El aire está lleno de espuma y rociones. Enorme oleaje. Visibilidad casi nula	Destrucción total



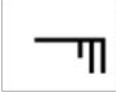

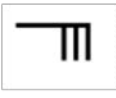

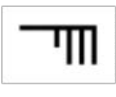


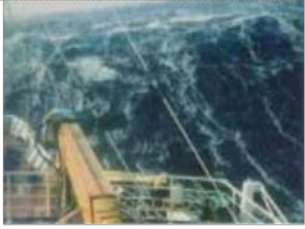




Fig. 2. Escala de Beaufort

<http://horwind.blogspot.com.es/>

En Meteorología aeronáutica y sinóptica y en el cifrado del viento en los partes meteorológicos, dada la posibilidad de medidas exactas de su intensidad, no se emplea la escala de Beaufort, sino que se da la velocidad directamente en nudos (millas náuticas por hora) por convenio internacional.

En la transcripción de los partes cifrados en un mapa meteorológico sólo pueden dibujarse las velocidades de los vientos de cinco en cinco nudos

GRADO	DENOMINACIÓN	SÍMBOLO	VELOCIDAD		DESCRIPCIÓN	ASPECTOS
			NUDOS	Km/h		
0	Calma		< 1	< 2	Mar como un espejo	
1	Ventolina		1-3	2-6	Rizos como escamas de pescado, pero sin espuma	
2	Flojito (Brisa muy débil)		4-6	7-11	Pequeñas olas, crestas de apariencia vítrea, sin romperse	
3	Flojo (Brisa débil)		7-10	12-19	Pequeñas olas, crestas rompientes, espuma de aspecto vítreo alisados	
4	Bonacible (Brisa moderada)		11-16	20-30	Olas un poco largas. Numerosos borreguillos	

5	Fresquito (Brisa fresca)		17-21	31-39	Olas moderadas y alargadas, Gran abundancia de borreguillos y eventualmente algunos rociones	
6	Fresco (Brisa fuerte)		22-27	40-50	Comienza la formación de olas grandes. Las crestas de espuma blanca se ven por doquier. Aumentan los rociones.	
7	Frescachón (Viento fuerte)		28-33	51-61	La espuma es arrastrada en dirección del viento. La mar es gruesa	
8	Temporal (Viento duro)		34-40	62-74	Olas altas rompientes. La espuma es arrastrada en nubes blancas	
9	Temporal fuerte (Muy duro)		41-47	75-87	Olas muy gruesas. La espuma es arrastrada en capas gruesas. La mar empieza a rugir. Los rociones dificultan la visibilidad	
10	Temporal Duro (Temporal)		48-55	88-102	Olas muy gruesas. La superficie de la mar parece blanca. Visibilidad reducida. La mar ruge	
11	Temporal muy duro (Borrasca)		56-63	103-117	Olas excepcionalment e grandes (los buques de mediano tonelaje se pierden de vista). Mar completamente blanca. Visibilidad muy reducida.	









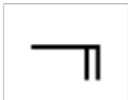



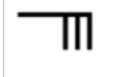





12	Temporal Huracanado (Huracán)		64-71 >	118-132 >	El aire está lleno de espuma y de rociones. La visibilidad es casi nula	
----	-------------------------------	---	---------	-----------	---	---

Fig. 3. Escala de Beaufort
<http://dof.gob.mx/>

SÍMBOLO	DESCRIPCIÓN	SÍMBOLO	DESCRIPCIÓN
	5 nudos		Del S
	10 nudos		Del SW
	15 nudos		Del W
	20 nudos		Del NW
	25 nudos		Del N
	30 nudos		Del NE
	35 nudos		Del E
	40 nudos		Del SE




	50 nudos		
	60 nudos		
	70 nudos		

Fig.4. Intensidad y dirección del viento

1.3. APARATOS DE MEDIDA DE LA DIRECCIÓN E INTESIDAD DEL VIENTO

1.3.1. APARATOS DE MEDIDA DE LA DIRECCIÓN: VELETAS, GRÍMPOLAS Y CATAVIENTOS.

El más elemental es una cinta de varios metros de longitud sujeta al extremo de un mástil.

Variaciones de ésta son la grímpola y el catavientos o manga. La primera es un gallardete triangular y el segundo es una manga troncocónica de lona abierta por los extremos y visible a gran distancia por ir listado de rojo y blanco.

Existen también procedimientos de estima como don la dirección de os humos de la chimenea y la de la mar de viento, que da el viento verdadero.

Para la medida de la dirección del viento en tierra, el aparato universalmente empleado en la veleta.

La veleta consta de una pieza horizontal que puede girar libremente sobre otra vertical en la que está insertada. La pieza horizontal termina en una punta de flecha u otra forma aguda y por el otro en una o en dos piezas planas. Cuando el viento sopla, la pieza horizontal gira hasta situarse en la posición en que ofrece resistencia al aire, es decir, ofreciéndole el extremo agudo y, en consecuencia, señalando la dirección de la que

procede el viento, la veleta puede convertirse en registradora cuando, por procedimientos mecánicos o eléctricos, las direcciones sucesivas se van registrando en una banda de papel.

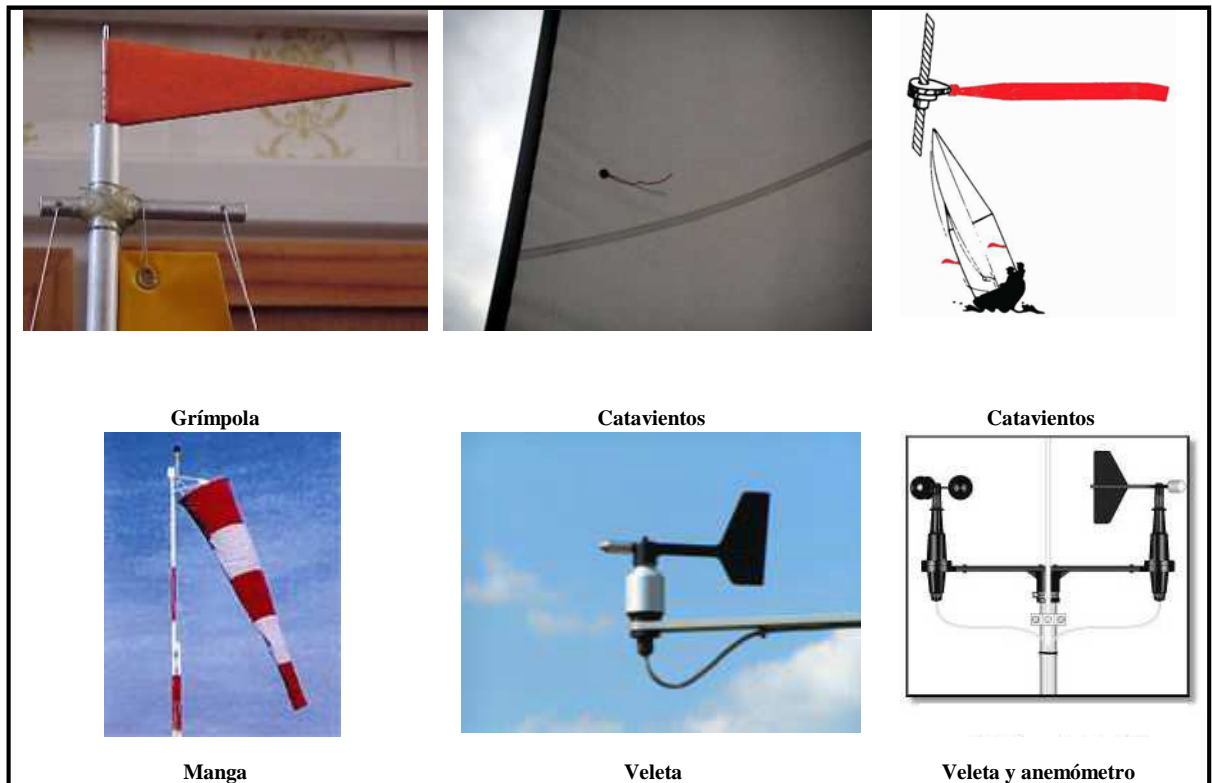


Fig. 5. Aparatos de medida de la dirección del viento

1.3.2. APARATOS DE MEDIDA DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO: ANEMÓMETROS DE RECORRIDO, DE MANO Y DE PRESIÓN.

La velocidad del viento se mide con el anemómetro. Se clasifican en dos grandes grupos, según el principio en el que se basan. Los que tienen por fundamento la fuerza que ejerce el aire sobre un cuerpo se denominan anemómetros de recorrido, los que se fundan en la modificación de la velocidad de una corriente de aire por compresión, a su paso por un tubo estrecho, anemómetros de presión.

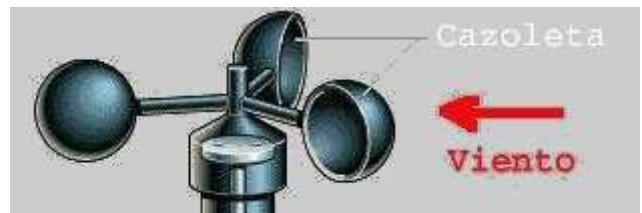
Los anemómetros de recorrido pueden ser de cazoletas o de hélice. Los primeros consisten en una cruz de tres brazos, separados angularmente 120° , que pueden girar alrededor de un eje vertical. En el extremo de cada brazo va una cazoleta hueca, de modo que su borde circular sea también vertical. Las caras cóncavas de las cazoletas están dirigidas en un mismo sentido de rotación, con lo que el viento, al encontrar mucha más

resistencia en una de ellas que en la cara convexa de la cazoleta siguiente, obliga a girar al conjunto, llegándose a un equilibrio dinámico entre la velocidad del viento y la velocidad lineal de las cazoletas. Entre ambas velocidades existe una proporcionalidad, pudiendo decirse que la velocidad del viento es unas 2.8 veces mayor que la de las cazoletas hemisféricas y 3 veces mayor que la de las cónicas.

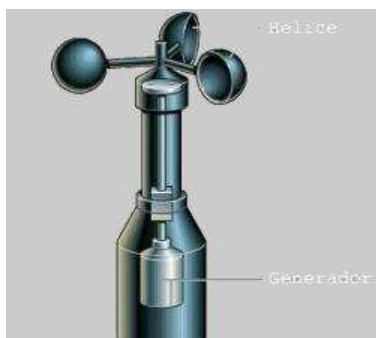
La determinación exacta de este factor de proporcionalidad, indispensable para el calibrado y graduación del aparato, suele efectuarse en un túnel aerodinámico.

Los anemómetros de hélice son también de recorrido, pero la cruz de cazoletas está sustituida por un pequeño molinete o hélice de eje horizontal que gira por la acción del viento sobre sus paletas. Por lo tanto, debe estar dispuesto cara al viento, por lo que lleva acoplada una cola que recuerda el timón de dirección de los aviones y que sirve para orientarlo, de manera que este tipo de anemómetros puede usarse simultáneamente como veleta.

Cuando los anemómetros de recorrido con de pequeñas dimensiones, de manera que pueden sostenerse con una sola mano, se llaman portátiles o de mano. Dan directamente la velocidad instantánea del viento en metros por segundo, por medio de una aguja que señala sobre un limbo graduado. El órgano móvil puede ser un molinete de paletas o tres pequeñas cazoletas.



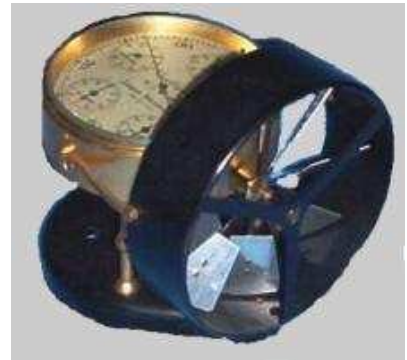
Este es un esquema que representa una hélice de cazoletas, debido a que la resistencia aerodinámica de la cazoleta es diferente entre la parte cóncava y convexa, esta recibirá un empuje mayor en una dirección y la hélice rotará a mayor o menor velocidad, en proporción a la velocidad del viento.



Este es un esquema que muestra un anemómetro mas terminado. La hélice está acoplada a un pequeño generador eléctrico. cuyo voltaje generado es proporcional a la velocidad de rotación de la hélice y con ello a la del viento. Este voltaje se mide en un voltímetro cuya escala ha sido calibrada a velocidad del viento por lo que podremos saber su valor en todo momento.

Este tipo de anemómetro tiene las ventajas de que puede ser muy preciso y que además la indicación de la velocidad puede ser a distancia, con solo conducir los cables apropiados hasta el lugar donde se coloque el voltímetro indicador

Este tipo de anemómetro utiliza una hélice helicoidal, cuyo eje está acoplado directamente al indicador de velocidad de tipo mecánico. El mecanismo de acción de la aguja del indicador puede ser de tipo centrífugo, o basado en la electro inducción como en los velocímetros de los automóviles.



<http://lamatrixdela fisica.blogspot.com.es/>

Fig. 6. Anemómetros de recorrido

Un anemómetro portátil. La hélice de tipo helicoidal, tiene acoplado al eje un diminuto generador de impulsos eléctricos, que son contados por unidad de tiempo por el contador electrónico a baterías, y mostrados en pantalla ya calibrados a velocidad de viento. La precisión de estos anemómetros depende en gran medida del operador, ya que es este, el que debe dar la adecuada orientación de frente al viento.

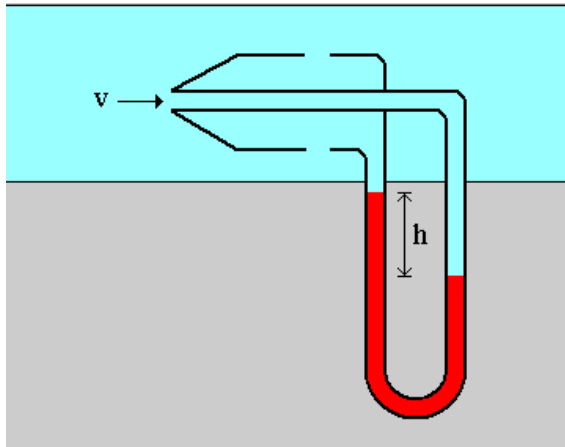
Los anemómetros de presión se fundan en la diferencia de las presiones del aire en movimiento (presión dinámica) y en reposo (presión estática) es una función de la velocidad.

Los más elementales, que sirven de fundamento a todos los demás, son los tubos de Pitot y de Venturi. En el primero, un tubo provisto de veleta recibe el viento por un orificio, de manera que la presión que actúa sobre éste es la dinámica. Otro orificio está colocado en una posición adecuada para que sobre él actúe la presión estática. La diferencia de ambas presiones se mide con un manómetro, y de ella se deduce fácilmente la velocidad.

El tubo de Venturi consiste en dos troncos de cono unidos por su base menor, de manera que al penetrar la corriente de aire sufre una contracción en su sección al pasar por la unión de los tubos troncocónicos, lo que produce una variación de la velocidad y una sobrepresión que se mide también con un manómetro.

En la práctica, todos los anemómetros que se emplean en las estaciones meteorológicas son registradores, por lo que realmente se llaman anemógrafos.

Hay que reseñar que tanto en la dirección como en la velocidad del viento, nunca se consignan los valores instantáneos registrados por las magnitudes, sino valores medios de un periodo de varios minutos (normalmente diez). La razón de ello estriba en las continuas fluctuaciones que el viento experimenta por el hecho de ser un flujo turbulento y no laminar.



Cuando el viento impacta sobre una superficie, en ella se produce una presión adicional que depende de esa velocidad, si esta presión se capta adecuadamente, y se conduce a un instrumento medidor, tendremos un anemómetro de presión. Para capturar esta presión se utiliza el llamado tubo de Pitot, que no es más que un tubo de suficiente diámetro en forma de U con uno de

sus extremos doblado y colocado de frente al viento, y el otro abierto al exterior pero protegido de la acción de este. En la parte en forma de U se graba una escala y dentro se coloca un líquido coloreado. La diferencia de presión entre los extremos del tubo de Pitot hará que la columna líquida se desplace de un lado, la diferencia de altura será proporcional a la velocidad del viento incidente en la boca del tubo y servirá como indicador de esta.

Este es el esquema de un anemómetro del tipo de presión hidrodinámica pero con indicación de aguja y esfera. La cápsula barométrica es un bulbo elástico al recibir la diferencia de presión desde las partes de alta y baja presión del tubo de pitot se dilata o recoge en proporción. Este movimiento es conducido y amplificado apropiadamente a través de un juego de palancas y engranajes hasta una aguja indicadora.

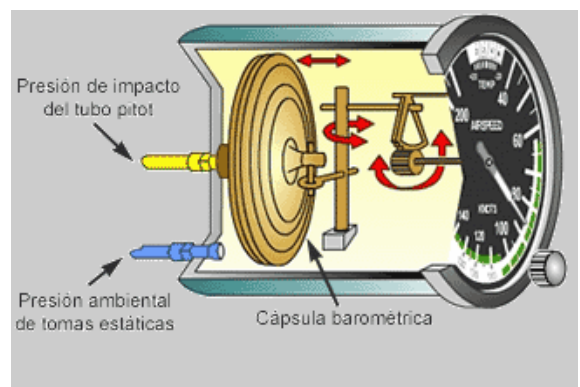


Fig. 7. Anemómetros de presión
<http://www.dotta2.com.br/>

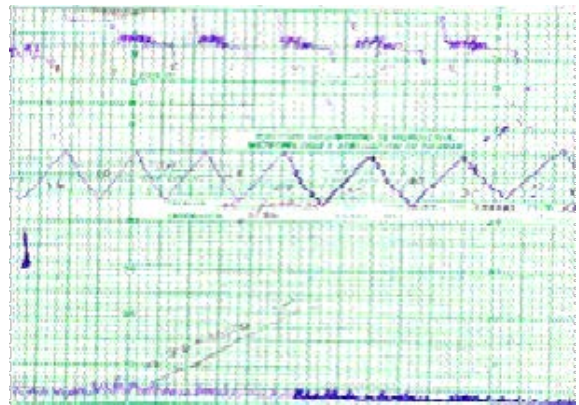


Fig.8 Anemógrafo

1.4 RELACIÓN ENTRE LA INTENSIDAD DEL VIENTO Y EL ESTADO DE LA MAR

Con la desaparición de la navegación a vela comenzaron a calcularse los grados de la escala de Beaufort por el aspecto de la mar característico de cada uno de ellos. Parece desprenderse de ello que el estado de la mar es una función exclusiva de la intensidad del viento, y ello no es cierto. La mar levantada por el viento reinante, o mar de viento (en contraposición a la mar tendida o de fondo, que existe en ausencia de aquél) es función creciente de tres variables: la fuerza del viento, su persistencia y su “fetch”

Entendemos por *persistencia* el número de horas que ha soplado el viento en la misma dirección sobre la mar. El estado de ésta no se adapta instantáneamente a un viento que se acaba de entablar; por el contrario, requiere un tiempo determinado (persistencia mínima), tanto mayor cuanto más intenso es aquél, para adquirir el estado característico que corresponde a la intensidad de dicho viento. A partir de entonces, la mar ya no crece más, adaptando su régimen estacionario de equilibrio de energías y diciéndose de ella que alcanzó su pleno desarrollo para el viento de que se trate.

El *fetch*, palabra inglesa que tiene ya carácter internacional (podría traducirse como alcance) es la extensión rectilínea sobre la que sopla un viento de dirección y fuerza constante. Es decir, dada una zona generada de mar, o sea un área en la que el viento no cambia de dirección y conserva sensiblemente igual intensidad, el fetch de dicha zona es su longitud o extensión, medida paralelamente a la dirección del viento.

El fetch se expresa en kilómetros o millas náuticas y, para un viento dado, la altura de la mar es creciente con el fetch de aquella está plenamente desarrollada. En otras palabras, la altura del oleaje es mucho mayor, para un viento dado, con fetch largos que con fetch cortos.

Teniendo en cuenta todos estos factores, se puede construir una tabla de equivalencias entre la fuerza del viento exclusivamente y el estado de la mar, convirtiendo en parámetros la persistencia y el fetch, es decir, haciendo que aquélla sea la mínima para producir mar plenamente desarrollada en cada grado de la escala de vientos, y tomando fetch medios.

La escala de Douglas, que es la adoptada internacionalmente, comprende 10 grados, designándose en cada uno de ellos el estado de la mar por un nombre característico, que comprende un intervalo de alturas de oleaje, y haciéndose corresponder cada estado de mar a uno o dos grados de la escala de vientos de Beaufort, bajo los supuestos mencionados de mar plenamente desarrollada y fetch medios.

GRADO	DENOMINACIÓN	ALTURA EN METROS	DESCRIPCIÓN	EQUIVALENCIA ESCALA DE BEAUFORT	ASPECTOS
0	Calma	0	La mar está como un espejo	0	
1	Rizada	0 – 0.2	Mar rizada con pequeñas crestas sin espuma	1 - 2	
2	Marejadilla	0.2 – 0.5	Pequeñas ondas cuyas crestas empiezan a romper	3	

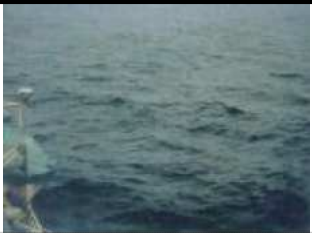






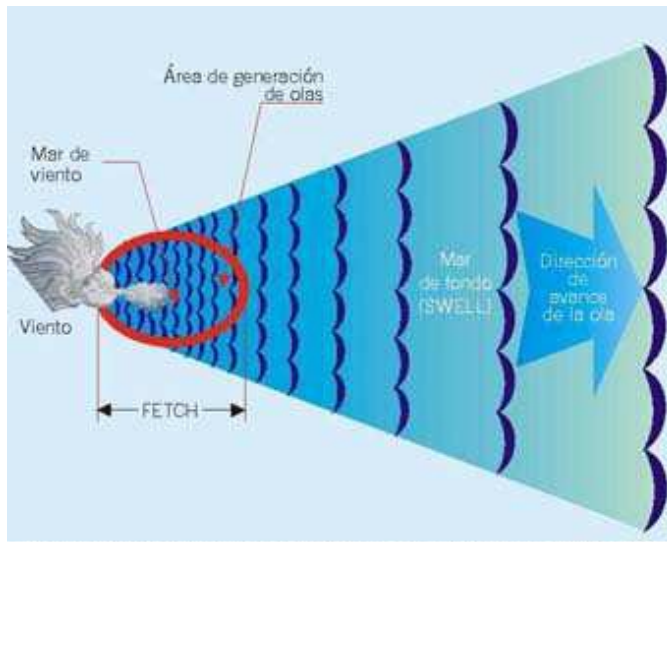
3	Marejada	0.5 – 1.25	Olas pequeñas que rompen. Se forman frecuentets borreguillos	4	
4	Fuerte Marejada	1.25 – 2.25	Olas moderadas de forma alargada. Se forman muchos borreguillos	5	
5	Gruesa	2.5 - 4	Se forman grandes olas con crestas de espuma blanca por todas partes	6	
6	Muy Gruesa	4 - 6	La mar empieza a amontonarse y la espuma es impulsada por el viento	7	
7	Arbolada	6 - 9	Olas altas. Densas bandas de espuma en la dirección del viento y la mar empieza a romper. El agua pulverizada dificulta la visibilidad	10 - 11	
8	Montañosa	9 – 14	Olas muy altas con crestas largas y rompientes. La espuma va en grandes masas en la dirección del viento y la superficie del mar aparece casi blanca. Las olas rompen brusca y pesadamente. Escasa visibilidad	10 - 11	
9	Enorme	>14	El aire está lleno de espuma y agua pulverizada. La mar completamente blanca. Visibilidad prácticamente nula	12	

Fig. 9. Escala de Douglas
Publicado por POSEER EL VIENTO 2012



Esquema que muestra el área de desarrollo del mar de viento en una tempestad y evolución del mar de viento a mar de fondo, a medida que las olas cruzan la zona de generación



The COMET Program
<https://www.meted.ucar.edu>

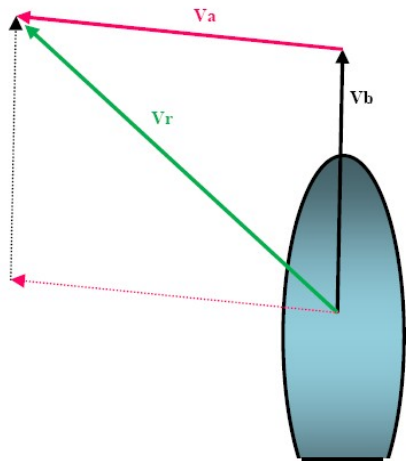
MAR DE FONDO: Son olas oceánicas que han viajado más allá del área de generación. Su origen es consecuencia de un viento lejano, no local. Este corresponde a un mar de fondo prominente con cresta definida y un período relativamente largo. Este estado de mar corresponde a las características de una fuerza 4, pero no en el viento



1.5. VIENTO VERDADERO Y VIENTO APARENTE

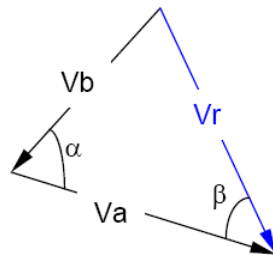
La determinación del viento en la mar presenta la dificultad de que el observador no está fijo, sino que se mueve según un vector que es la velocidad del buque. En su consecuencia, el viento observado no es el real, denominado *viento verdadero*, sino el que parece existir con relación al barco en movimiento, y que se llama *viento aparente*. Este coincide con el humo de las chimeneas; aquél con la dirección de la mar de viento. Si, por ejemplo, sopla un viento de popa con la misma velocidad del barco, el viento aparente será nulo, es decir, habrá calma relativamente al observador, pero si este mismo viento sopla de proa, el viento aparente será doble del verdadero.

De estos casos sencillos se deduce que el viento aparente es la diferencia entre el viento real y la velocidad del buque, pero el problema puede generalizarse a vientos verdaderos que alcancen a un buque en movimientos, bajo cualquier demora. Teniendo en cuenta el carácter vectorial del viento, que el viento aparente es la diferencia vectorial entre el viento verdadero y el vector velocidad del buque. Tal diferencia puede calcularse gráficamente por medio de un triángulo de velocidades.



vector	velocidad	dirección
Viento real	V_r	R_r
Viento aparente	V_a	R_a
Velocidad de la embarcación	V_b	R_b

Cálculo trigonométrico

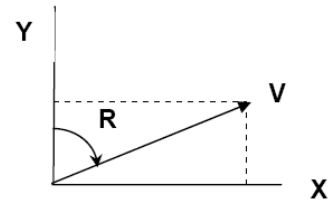


Triángulo de velocidades.

$$V_r^2 = V_a^2 + V_b^2 - 2V_a V_b \cos \alpha$$

$$\frac{V_b}{\sin \beta} = \frac{V_r}{\sin \alpha}$$

Cálculo Vectorial



Coordenadas cartesianas del vector velocidad.

$$\vec{V}_r = \vec{V}_a + \vec{V}_b$$

$$\begin{bmatrix} V_{rx} \\ V_{ry} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} V_a \sin R_a \\ V_a \cos R_a \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} V_b \sin R_b \\ V_b \cos R_b \end{bmatrix}$$

El viento real se obtiene pasando las coordenadas cartesianas a polares, con la particularidad de que el rumbo se mide desde el norte, no desde el eje de abscisas:

$$V_r = \sqrt{V_{rx}^2 + V_{ry}^2}$$

$$R_r = \text{atan} \frac{V_{rx}}{V_{ry}}$$

Análogamente se podría obtener el viento aparente conocido el real.

2. FUERZAS DETERMINANTES DE LA DIRECCIÓN Y LA VELOCIDAD DEL VIENTO

Todo cuerpo que se pone en movimiento lo hace en respuesta a una fuerza que lo impulsa, sado que, con arreglo a la ley de Newton, si un cuerpo está en reposo permanecerá en reposo hasta que una fuerza se ejerza sobre él. Cuando no hay una sola fuerza impulsora, sino varias, el movimiento dependerá de la composición de todas estas fuerzas en su conjunto; dependerá, en suma, de la fuerza resultante total.

En la génesis del viento intervienen cuatro fuerzas impulsoras fundamentales: la fuerza del gradiente de presión, la fuerza de Coriolis, la fuerza del rozamiento terrestre y la fuerza centrífuga, actuando esta última sólo en el caso de trayectorias curvas

2.1. LA FUERZA DEL GRADIENTE DE PRESIÓN

La primera fuerza que impulsa al aire al moverse es la fuerza del gradiente de presión, según la cual entre dos puntos A y B dotados de diferencia de presión, el aire se dirigirá desde el punto de mayor presión al de menor presión, y a una velocidad tanto mayor cuanto más acusado sea el gradiente barométrico existente entre ambos puntos. Se entiende por gradiente barométrico entre los puntos A y B la diferencia de presión que se registra entre ambos puntos en relación con la distancia horizontal que los separa. (Fig. 10)

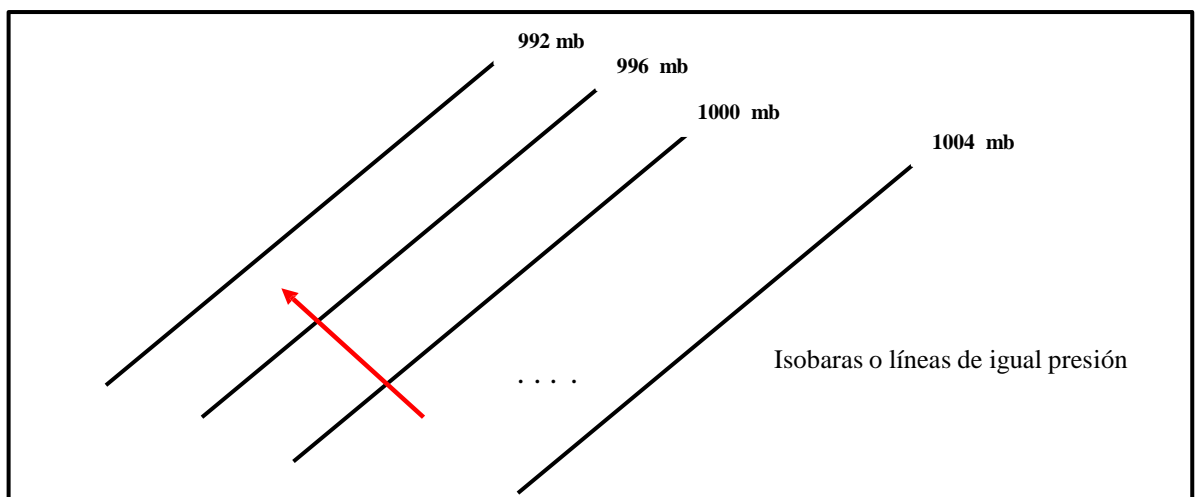


Fig. 10. La fuerza del gradiente de presión.
Climatología_J_M_Cuadrat y M_F_Pita_pag_222

La fuerza del gradiente de presión responde a la expresión:

$$F_G = 1/\rho \cdot dp/dh$$

donde:

ρ es la densidad del aire

dp es la diferencia de presión existente entre los puntos A y B

dh es la distancia horizontal que separa ambos puntos

En consecuencia, esta fuerza (y también la velocidad el viento) es directamente proporcional al gradiente de presión existente entre los puntos A y B es inversamente proporcional a la densidad del aire.

Ello supone que el motor primero que impulsa al aire a moverse es el desequilibrio de presión existente entre los distintos lugares del planeta. En las zonas de alta presión existe una acumulación de aire que ejerce presión hacia el exterior; las bajas presiones, por el contrario, acusan un “déficit” de aire. Ante esta situación, la atmósfera, impulsada por la fuerza del gradiente, se va a poner en movimiento para intentar paliar estos desequilibrios y trasvasar el aire excedentario de las altas presiones hacia las zonas de baja presión, deficitarias en aire.

Pero este trasvase no se realiza de una manera tan simple y lineal como la descrita aquí, porque a la fuerza del gradiente de presiones habría que añadir la influencia ejercida por las restantes fuerzas.

2.2. LA FUERZA DESVIADORA DE CORIOLIS

La fuerza desviadora de Coriolis es una fuerza que actúa modificando la trayectoria inicial del viento. Tal modificación fue observada por Coriolis en el siglo XIX (de ahí que llevase su nombre), aunque más tarde fue Ferrel quien la explicitó mediante una ley que se expresa como sigue: “Cualquier fluido que se mueva horizontalmente en el hemisferio Norte tiende a ser desviado hacia la derecha de su trayectoria, independientemente de la

orientación que ésta tenga. En el hemisferio Sur se produce una desviación similar, pero a la izquierda”

El origen de esta fuerza se encuentra en el movimiento de rotación de la Tierra alrededor del eje de los polos. Este movimiento determina que cualquier porción de la superficie terrestre (a excepción de las situaciones en el ecuador), además de girar continuamente alrededor del eje de los polos, gire también continuamente alrededor de su propia vertical.

Cuando se inicia un viento con una trayectoria determinada y la superficie subyacente gira alrededor de su propia vertical, se genera una discordancia entre ambos movimientos, que es la que da origen a la desviación. Así pues, la fuerza de Coriolis se origina por el hecho de que las distintas porciones de la superficie terrestre están continuamente girando alrededor de su vertical respectiva. Este giro alrededor de la propia vertical pasa inadvertido para nosotros, porque participamos de él, somos solidarios de la Tierra y vamos girando con ella. Pero desde cualquier punto de referencia exterior a la Tierra este giro es perfectamente perceptible.

Comenzaremos por analizar la situación del polo Norte, que es la que resulta más obvia (ver fig.11). La Tierra está realizando su movimiento de rotación alrededor del eje de los polos con dirección W-E. Si nos situamos en un punto P exterior a la Tierra, al norte de la misma, y desde él observamos lo que sucede en el polo Norte, vemos cómo este enclave no sólo está girando alrededor del eje de la Tierra, sino que también gira alrededor de su propia vertical y con sentido de giro contrario a las agujas del reloj. En este caso la visualización no es muy compleja porque aquí el eje de la Tierra y la vertical del lugar son coincidentes.

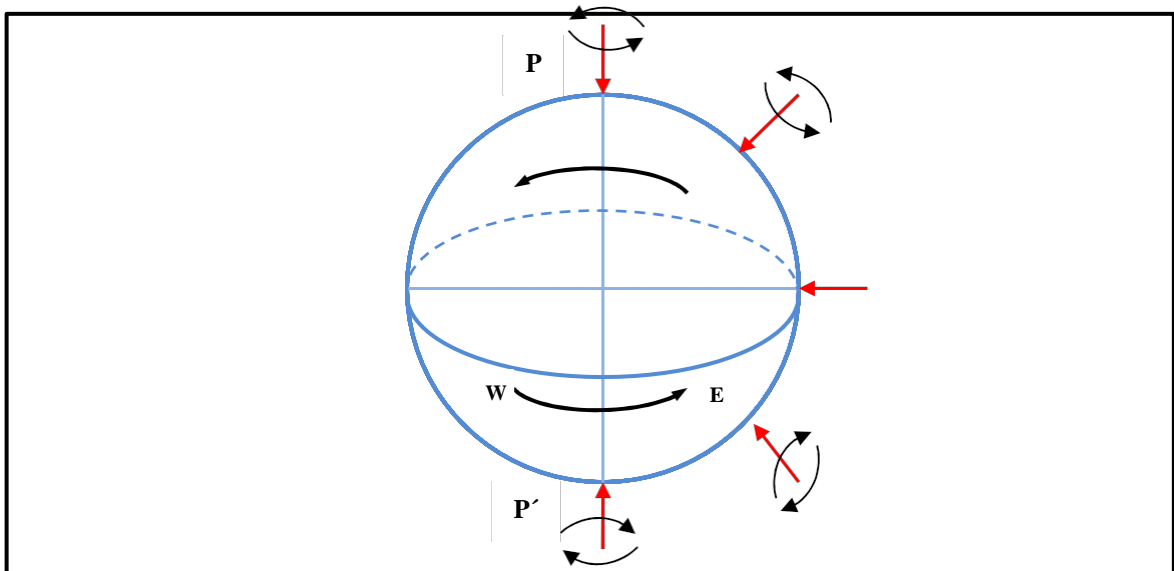


Fig. 11. Giro de las distintas porciones de la superficie terrestre alrededor de su propia vertical
Climatología_J_M_Cuadrat y M_F_Pita_pag_223

Observamos ahora lo que sucede en el polo Sur. Si la Tierra sigue haciendo su movimiento de rotación habitual, pero ahora la observamos desde el punto P', situado en la vertical del polo Sur, vemos cómo esta porción de la Tierra gira alrededor de su propia vertical, pero ahora el giro se produce el sentido de las agujas del reloj. La Tierra no ha alterado su movimiento de rotación, que sigue siendo un movimiento W – E, pero su observación desde P' conduce a resultados diferentes de los encontrados desde P.

Observamos ahora desde cualquier punto de referencia exterior a la Tierra lo que sucede en el ecuador. Mientras la Tierra rota vemos que cualquier porción de la superficie terrestre situada en el ecuador gira alrededor del eje de los polos, pero ahora no gira alrededor de su propia vertical.

Ya solo nos resta visualizar lo que sucede en las latitudes intermedias entre los polos y el ecuador. En estas latitudes también se produce un giro alrededor de la propia vertical, siendo este giro antihorario en el hemisferio Norte y horario en el hemisferio Sur.

Situémonos en un punto exterior a la Tierra sobre el hemisferio Norte y observemos lo que sucede en el espacio delimitado por los puntos A y B de la fig. 12. Los puntos A y B están situados en el punto P, al mirar hacia la Tierra, se ve primero a A y luego a B. Como la Tierra gira alrededor del eje de los polos, al cabo de doce horas los puntos A y B han pasado a ocupar las posiciones A' y B', respectivamente. Cuando ahora el observador de P mira hacia la Tierra, encuentra que los puntos han cambiado de posición: ahora ve primero B' y más lejos a A'. Si de nuevo pasaran otras doce horas, los puntos de nuevo pasarían a ser A y B y no s encontraríamos como al inicio.

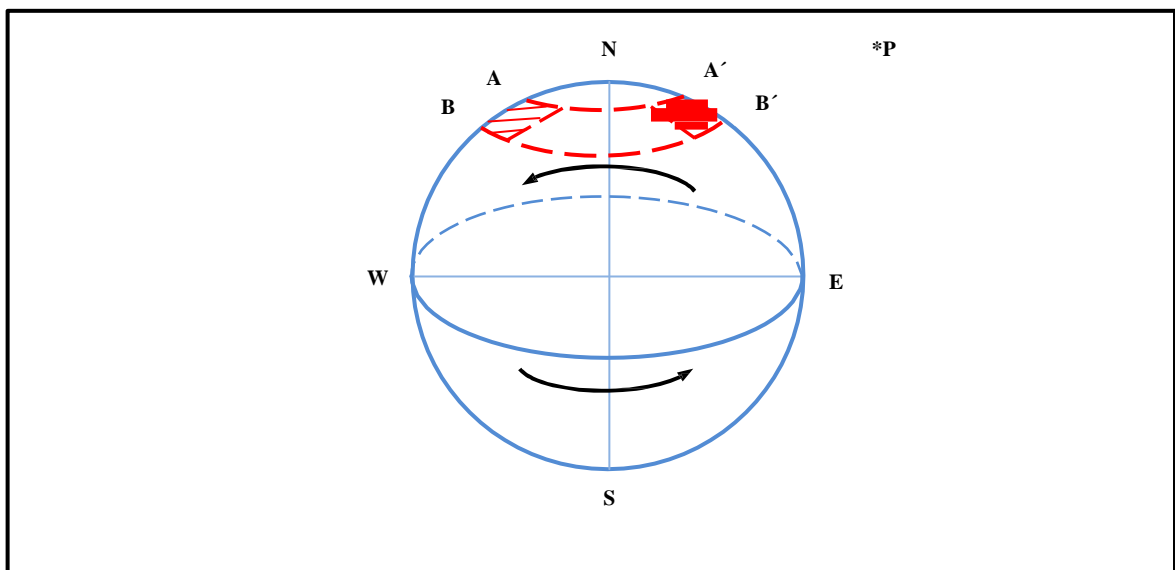


Fig. 12. La fuerza desviadora de Coriolis en latitudes medias del hemisferio Norte
Climatología_J_M_Cuadrat y M_F_Pita_pag_224

Así pues, observado el movimiento desde la Tierra, no se detecta ningún cambio de posición entre A y B: A está más cerca del polo Norte que B, como A' está más cerca del polo Norte que B'. Sin embargo observado el fenómeno desde fuera, desde P, ha habido un cambio de posición entre A y B. Al inicio se encontraba entre B y P; al cabo de doce horas es B' el que está entre A' y P. Para el espectador situado en P lo que sucede es que este espacio, delimitado por los puntos A y B, está girando alrededor de su propia vertical y B da vueltas incesantes en torno a A.

En consecuencia se puede afirmar que cualquier porción de la superficie terrestre situada en una latitud intermedia entre el polo y el ecuador gira alrededor de su propia vertical, siendo el sentido de giro antihorario en el hemisferio Norte y horario en el Sur.

Este movimiento giratorio será el que provoque la desviación de los vientos de su trayectoria inicial y el que propicie, en suma, la aparición de la fuerza de Coriolis. En efecto, la superficie terrestre gira alrededor de su propia vertical, pero el viento, el aire que inicia su desplazamiento por encima de la superficie, no realiza ese mismo movimiento giratorio. Nos encontramos con una masa de aire que inicia un movimiento en una determinada dirección, pero sobre una plataforma (la superficie terrestre) que no está quieta. De este doble movimiento simultáneo surge la desviación.



Fig. 13. Composición vertical de cualquier movimiento de traslación sobre la superficie de la Tierra.

Podemos ejemplificar la situación por medio de un disco que girara en sentido contrario a las agujas del reloj (ver fig. 14). Desde el interior de ese disco (el punto O) vamos a lanzar un proyectil hacia el punto P exterior al disco, viajando el proyectil por encima del disco e independientemente de él.

En un principio, cuando lanzamos el proyectil en dirección OP su trayectoria es tal que el proyectil debe pasar primero por A y luego a P. El problema es que el tiempo empleado por el proyectil en recorrer la distancia OA el disco ha ido girando, con lo cual el proyectil en lugar de llegar a A llegará a B; A se ha desplazado y su lugar lo ocupa ahora B. Un observador exterior al disco, situado por ejemplo en el punto P, observará con claridad que el disco ha girado y que el proyectil ha mantenido constante su trayectoria, pero para un observador situado en el punto O, y supuesto que el disco fuera tan grande que él no tuviera ningún sistema de referencia exterior, el disco no ha girado; lo que ha sucedido es que el proyectil se ha desviado de su trayectoria inicial y en lugar de seguir la trayectoria OA ha seguido la trayectoria OB; se ha desviado, pues a la derecha de su trayectoria.

Pues bien, el disco puede ser el equivalente de cualquier porción de la superficie terrestre situada en el hemisferio Norte y el proyectil equivale al viento. El viento conserva su trayectoria fija (como un proyectil), pero la Tierra se desvía entre tanto (como el disco) y el resultado es que el viento no llegará a su punto de destino, sino a un punto diferente. Pero ahora la Tierra sí constituye una plataforma lo suficientemente grande como para que nosotros no tengamos ningún punto de referencia exterior, con lo cual somos inconscientes de este movimiento de giro y lo que apreciamos es que el viento se ha desviado hacia la derecha de su trayectoria. (En el hemisferio Sur lo que se aprecia es una desviación hacia la izquierda porque la superficie terrestre gira en el sentido de la agujas del reloj)

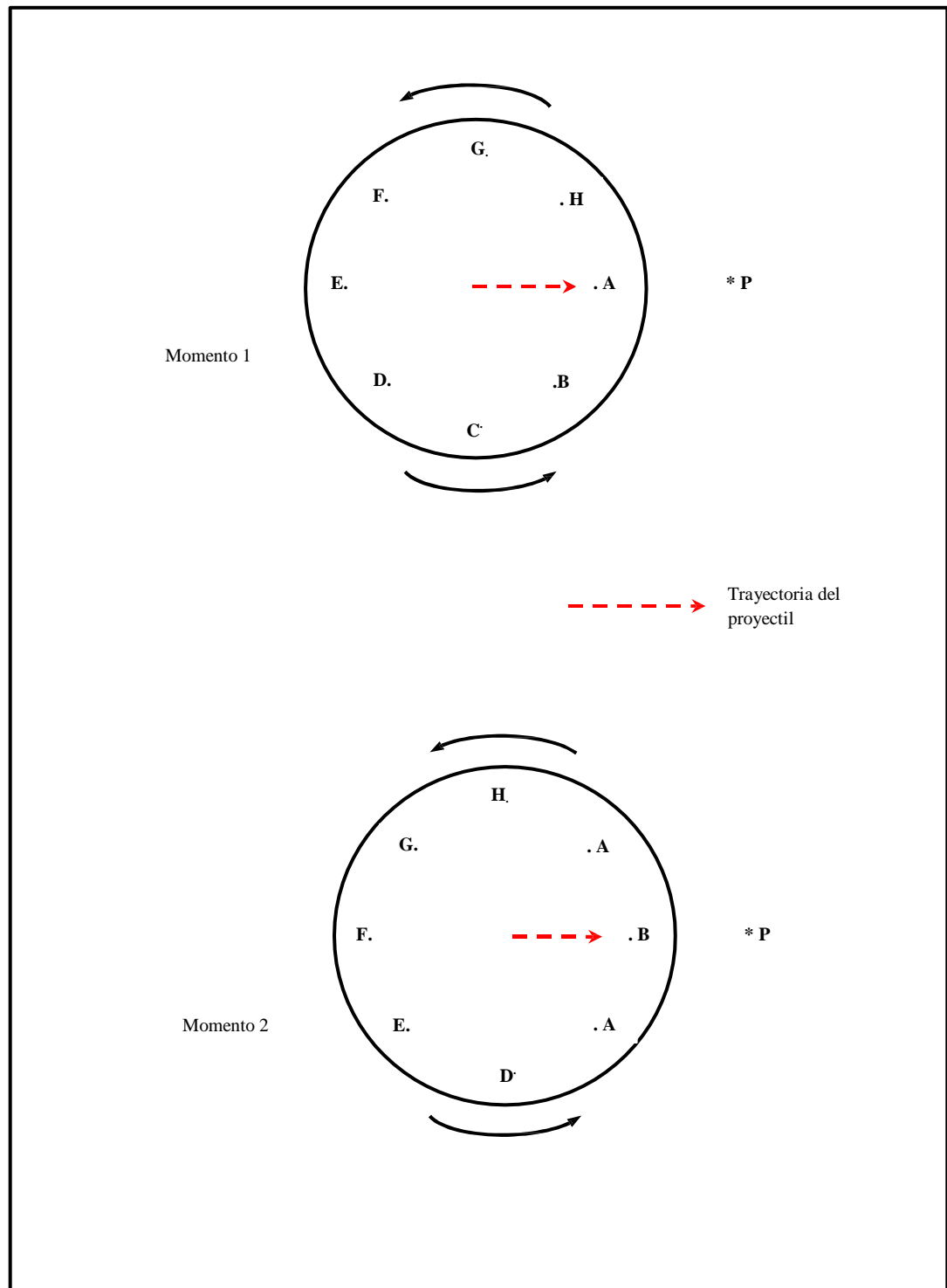


Fig. 14. Ejemplificación de la desviación de Coriolis mediante un disco giratorio
Climatología_J_M_Cuadrat y M_F_Pita_pag_226

Volvamos ahora a nuestro disco y analicemos con más detalle lo que ha sucedido, olvidándonos ya de cualquier punto de referencia exterior y asumiendo, pues, que el el proyectil el que se ha desviado de su trayectoria (fig. 15). Para que este proyectil se desvíe desde su trayectoria inicial OA y llegue desde O hasta B tiene que haber una fuerza, una aceleración que lo impulse.

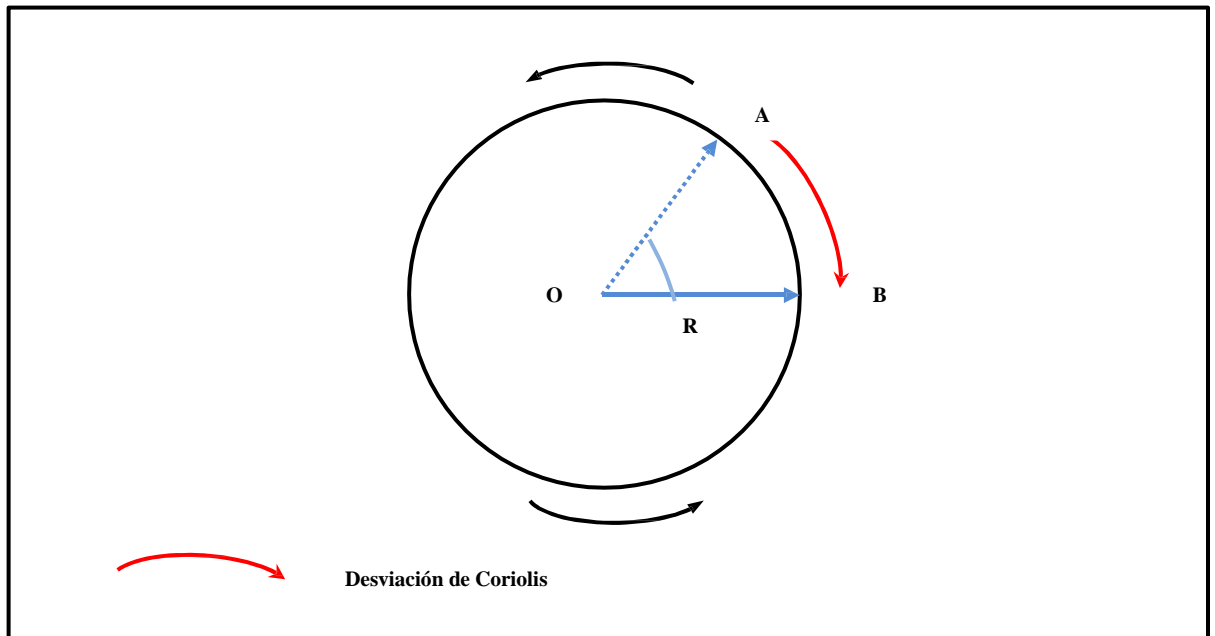


Fig. 15. La aceleración de Coriolis
Climatología_J_M_Cuadrat y
M_F_Pita_pag_227

Para calcular cuánto vale esa aceleración basta con recordar algunas fórmulas elementales de mecánica de fluidos, entre las cuales la primera es:

$$a = 2 e/t^2 \quad [1]$$

donde:

- a es la aceleración que impulsa a un cuerpo
- e es el espacio recorrido por ese cuerpo
- t es el tiempo empleado por ese cuerpo en realizar ese recorrido.

En nuestro caso nosotros queremos calcular cuánto vale a , la aceleración que ha desviado a nuestro proyectil, sabiendo que la magnitud de esta desviación es AB (el

proyectil en lugar de llegar a A ha llegado a B). En consecuencia, podemos escribir la ecuación bajo la forma:

$$a = 2 AB/t^2 \quad [2]$$

Pero AB no es sino un arco de círculo y como tal puede expresarse bajo la forma:

$$AB = \varphi \cdot R \quad [3]$$

donde:

φ es el ángulo conformado por el arco del círculo

R es el radio del círculo

A su vez, φ no es sino el ángulo recorrido por el disco en su movimiento giratorio y en el tiempo t; luego podemos escribir:

$$\varphi = \omega \cdot t \quad [4]$$

siendo:

ω la velocidad angular con que gira el disco

t el tiempo empleado por el disco en recorrer el ángulo.

Si llevamos las ecuaciones [3] y [4] a la expresión [2], ésta podrá sustituirse por:

$$a = (2 \cdot \omega \cdot t \cdot R) / t^2 = (2 \cdot \omega \cdot R) / t \quad [5]$$

Pero R, el radio del disco, equivale a la distancia lineal recorrida por el proyectil; es, pues, el espacio recorrido por el proyectil con una velocidad lineal dada; luego podemos escribir:

$$R = v \cdot t \quad [6]$$

siendo:

- v la velocidad lineal del proyectil en su desplazamiento
- t el tiempo empleado por el proyectil en recorrer la distancia R

Si lo llevamos la ecuación [6] a la [5] obtenemos que:

$$a = (2 \cdot \omega \cdot v \cdot t) / t = 2 \cdot \omega \cdot v \quad [7]$$

Ello equivale a afirmar que la aceleración que ha desviado el proyectil desde A hasta B es igual al doble de la velocidad angular de giro del disco por la velocidad lineal de desplazamiento del proyectil.

Si quisiéramos calcular el valor de la aceleración de Coriolis para el viento que se genera sobre la superficie terrestre, bastaría con que sustituyéramos por la velocidad angular de giro de la Tierra y v por la velocidad lineal del viento.

La velocidad lineal del viento es variable de unas situaciones a otras, pero la velocidad angular de giro de la superficie terrestre sobre su propia vertical no cambia de unos momentos a otros, sino que es fija para una latitud dada. En los polos la velocidad angular de rotación de la Tierra alrededor de su vertical (denotada por ω) es igual a la velocidad de rotación alrededor del eje de los polos y vale $360^\circ / 24 \text{ h}$. Por convenio a esta rotación se le asigna un signo positivo (+) cuando el giro se hace en sentido antihorario, como sucede en el polo Norte, y un signo negativo (-) cuando el sentido de giro es horario, como en el polo Sur.

En cualquier otra latitud del planeta, la velocidad angular de giro alrededor de la propia vertical (denotada por ω) responde a la expresión:

$$\omega = \Omega \cdot \sin \varphi \quad [8]$$

siendo φ la latitud del lugar.

En consecuencia, la aceleración o la fuerza de Coriolis para cualquier punto del planeta se puede calcular mediante la expresión:

$$F_C = 2 \cdot v \cdot \omega \cdot \sin \varphi \quad [9]$$

siendo:

v la velocidad lineal del viento

Ω la velocidad angular del giro de la Tierra alrededor de los polos

φ la latitud del lugar

Si suprimimos de la expresión la velocidad lineal del viento (v), obtenemos lo que se denomina el parámetro de Coriolis, el cual se denota por f y equivale a :

$$f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin \varphi$$

con lo cual también podría afirmarse que

$$F_C = f \cdot v \quad [10]$$

En el ecuador $\varphi=0$ y $\sin \varphi=0$ con lo cual la fuerza de Coriolis es nula, lo que, por otro lado, no es sorprendente, dado que ya vimos hace un momento que en el ecuador la superficie terrestre no gira alrededor de su propia vertical.

En los polos, donde $\varphi= 90^\circ$ y $\sin \varphi= 1$ con lo cual $F_C= 2 \cdot v \cdot \Omega$, alcanzándose aquí los valores máximos de la fuerza de Coriolis.

En cualquier latitud intermedia entre ambos, $0^\circ < \varphi < 90^\circ$, y $0 < \sin \varphi < 1$, con lo cual la fuerza de Coriolis alcanza un valor intermedio entre el ecuador y los polos.

En consecuencia, la fuerza de Coriolis depende esencialmente de la latitud –siendo máxima en los polos y nula en el ecuador- y de la velocidad lineal del viento, siendo tanto más intensa cuanto más veloz sea el viento. En todos los casos (salvo en el ecuador, obviamente) actúa como un vector perpendicular a la trayectoria del viento y orientado hacia la derecha de éste en el hemisferio Norte y hacia la izquierda en el hemisferio Sur.

Esta fuerza comienza a actuar sobre el viento desde el mismo momento en que éste se inicia impulsado por el gradiente de presión. En la figura 16 aparece ilustrada su actuación para un enclave del hemisferio Norte, en el cual existe una diferencia de presión entre los puntos A y B.

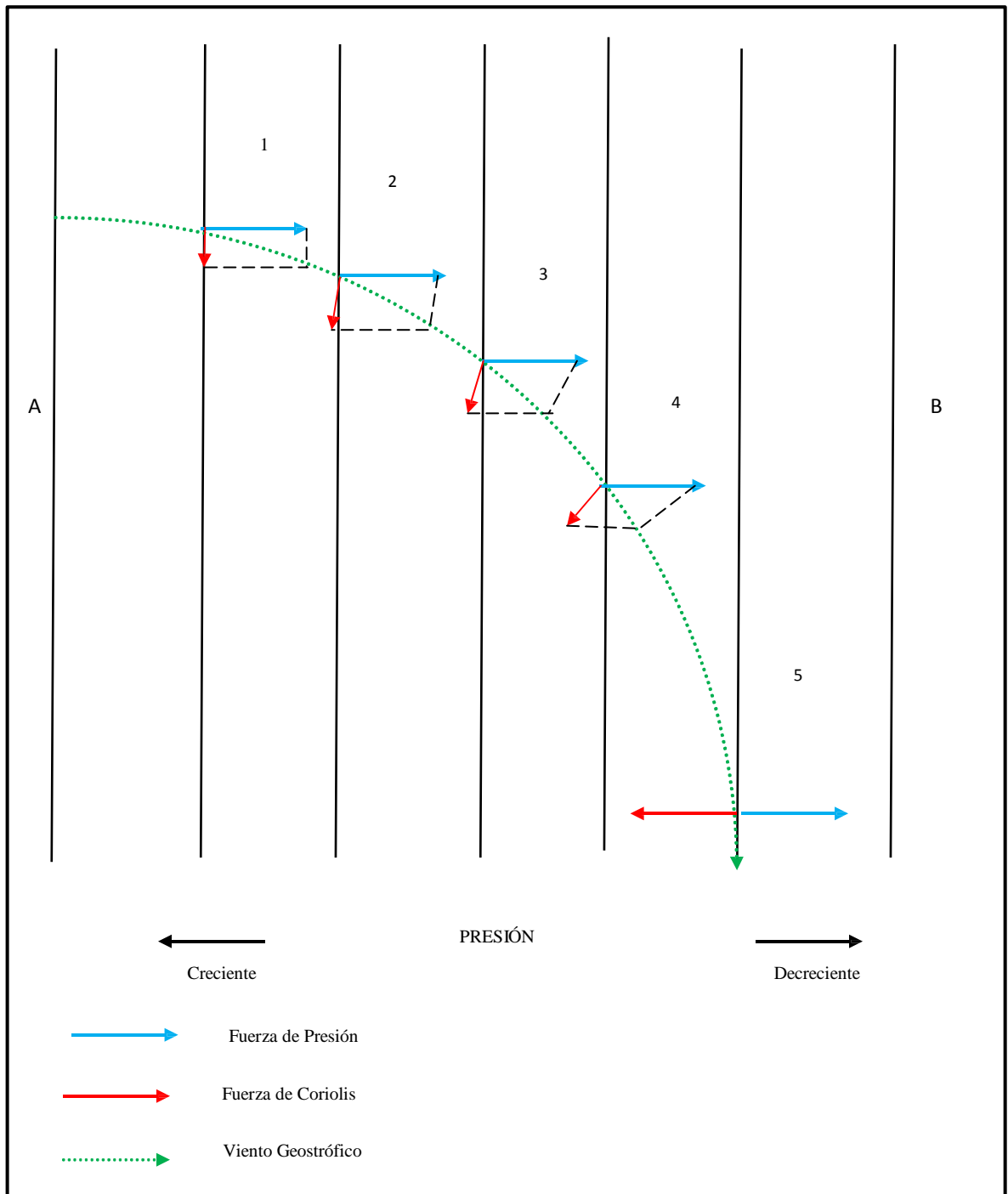


Fig. 16. El viento Geostrófico
 Climatología_J_M_Cuadrat y
 M_F_Pita_pag_230

En la posición 1 la fuerza del gradiente comienza a actuar acelerando el viento hacia el punto B, pero inmediatamente la fuerza de Coriolis, que actúa con un ángulo de 90° respecto a la trayectoria del viento, empieza a desviarlo hacia su derecha. A medida que el viento va acelerándose en las posiciones 2, 3, y 4 (y se acelera porque la fuerza del

gradiente no deja de actuar en ningún momento), la fuerza de Coriolis va aumentando, pero siempre actuando hacia la derecha de la trayectoria y con un ángulo de 90° respecto a ésta. Hasta que llega un momento (posición 5) en que la fuerza de Coriolis y la fuerza del gradiente consiguen anularse mutuamente, al adoptar la misma intensidad, pero direcciones opuestas. Esta situación se produce cuando el viento fluye paralelo a las isobaras, y a partir de entonces el viento seguirá fluyendo en esa dirección sin sufrir nuevas aceleraciones, sino con un movimiento uniformemente acelerado, que resulta precisamente de la anulación de la fuerza del gradiente por la fuerza de Coriolis.

Tal flujo de viento se denomina viento geostrófico, y se produce siempre que las isobaras sean rectilíneas y las fuerzas actuantes sobre el viento sean la del gradiente y la de Coriolis. En esos casos el viento fluye paralelo a las isobaras, dejando las altas presiones a su derecha y las bajas a su izquierda en el hemisferio Norte o a la inversa (altas presiones a la izquierda y bajas presiones a la derecha) en el hemisferio Sur.

La velocidad alcanzada por el viento geostrófico puede evaluarse fácilmente sabiendo que este viento resulta de la equilibración de las fuerzas del gradiente y de Coriolis ($F_g = F_c$), luego:

$$2 \cdot v \cdot \Omega \cdot \text{Sen} = 1/\rho \cdot (dp/dh)$$

Si en esta ecuación despejamos la velocidad, obtenemos una evaluación del viento geostrófico, el cual respondería a la expresión:

$$V_g = (1 / f \cdot \rho) \cdot (dp / dh)$$

De ahí se deduce que este viento, para una latitud dada, será directamente proporcional al gradiente de presión e inversamente proporcional a la densidad del aire y al parámetro de Coriolis.

En la realidad este viento nunca suele generarse porque es muy raro encontrar un campo de presiones en que las isobaras sean estrictamente rectilíneas, pero constituye una buena aproximación del viento cuando las isobaras no están muy curvadas y en las capas altas de la atmósfera, en las cuales no actúa la fuerza del rozamiento terrestre. En las capas bajas de la atmósfera el rozamiento efectuado por la superficie terrestre sobre el aire interfiere en este sistema de fuerzas e impide la aparición de vientos geostróficos.

2.3. LA FUERZA DE ROZAMIENTO TERRESTRE

En las capas bajas de la atmósfera, la circulación del aire se ve sometida al efecto ejercido sobre ella por el rozamiento de la superficie terrestre. Este rozamiento, sobre todo en zonas continentales con relieve accidentado y fuerte rugosidad, implicada que existe una cierta adherencia entre esta superficie rugosa y el aire que va circulando por encima de ella; el aire y la superficie terrestre ya no son absolutamente independientes. Si tenemos en cuenta que la fuerza desviadora de Coriolis se originaba precisamente porque el movimiento de la superficie terrestre era independiente del viento suprayacente, podemos comprender que el efecto fundamental de la fuerza de rozamiento terrestre sea la debilitación de la fuerza de Coriolis.

En las capas bajas de la atmósfera, cuando existe rozamiento, el aire está parcialmente adherido a la superficie, con lo cual, si ésta gira alrededor de la propia vertical, el aire suprayacente se verá en alguna medida arrastrado por ese movimiento, siendo la “potencia de arrastre” tanto mayor cuanto mayor sea el rozamiento.

Para ejemplificar esta situación podemos retomar el disco y el proyectil de la figura 15. Si ahora, en el lugar de lanzar el proyectil desde A hacia B por el aire, lo lanzamos deslizándolo por el suelo del disco, el proyectil no conservará su trayectoria inicial totalmente independiente del movimiento giratorio del disco, sino que se verá afectado en cierta medida por este movimiento giratorio, y tanto más cuanto más rugosa sea la superficie del disco. En el caso de una rugosidad máxima (imaginemos que la superficie del disco está cubierta de miel), el proyectil quedará totalmente adherido al disco y girará con él manteniendo la trayectoria OA. Si la rugosidad no fuera máxima, la adherencia no sería total y el proyectil, al final del recorrido, llegaría a algún punto intermedio entre A y B.

Así pues, la fuerza de rozamiento terrestre, además de ralentizar el viento, debilitará el efecto de la fuerza de Coriolis, de forma tal que cuando propongamos las tres fuerzas actuantes sobre el aire el viento fluirá oblicuo a las isobaras (fig. 17).

Efectivamente, la fuerza del rozamiento, que ralentiza el movimiento del aire, actúa en dirección contraria a la trayectoria de éste. Al componer esta fuerza de rozamiento con la fuerza del gradiente obtenemos la fuerza resultante, la cual será anulada por la fuerza de Coriolis, originándose un viento oblicuo a las isobaras, uniformemente acelerado también, y que se dirigirá desde las altas a las bajas presiones.

Lógicamente, el grado de oblicuidad del viento dependerá de la intensidad que presente la fuerza de rozamiento. Cuando el rozamiento es máximo, la adherencia entre el aire y el suelo es total y el viento formará un ángulo de 90° con las isobaras (la fuerza de Coriolis queda totalmente anulada y el viento sigue la trayectoria marcada por la fuerza del gradiente); cuando el rozamiento es nulo, la fuerza de Coriolis equilibra a la fuerza del gradiente y se producen vientos geostróficos paralelos a las isobaras; en los casos intermedios son posibles todo tipo de oblicuidades.

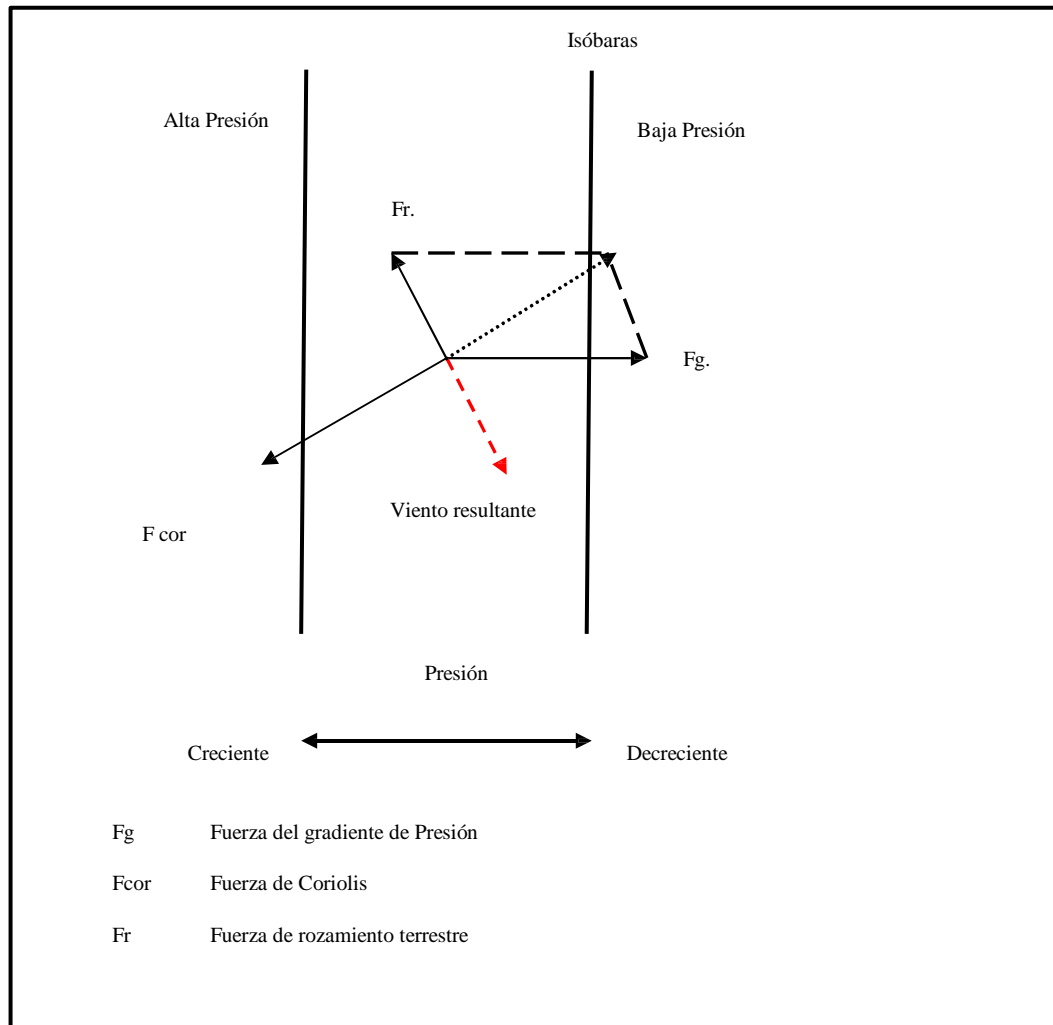


Fig. 17. Fuerza del rozamiento terrestre y su intervención en la génesis del viento.
Climatología_J_M_Cuadrat y M_F_Pita_pag_232

La primera situación, de viento perpendicular a las isobaras, sólo suele producirse en las capas de aire inmediatamente en contacto con el suelo y cuando éste es de carácter continental y rugoso. En las superficies oceánicas, menos rugosas, el rozamiento es siempre considerablemente más débil y el ángulo formado por las isobaras y el viento mucho menor; por último, en las capas altas de la atmósfera, donde el rozamiento es nulo,

los vientos suelen fluir como vientos geostróficos (en general, se considera que a una altura aproximada de unos 500 m sobre el nivel del mar desaparece el efecto del rozamiento, y a partir de ese nivel, denominado nivel del gradiente, se puede admitir el equilibrio geostrófico).

2.4 LA FUERZA CENTRÍFUGA EN LAS TRAYECTORIAS CURVAS

Hasta ahora hemos aludido siempre a isobaras rectilíneas y, consecuentemente, a vientos también rectilíneos, pero en realidad estas distribuciones isobáricas son bastante infrecuentes; lo habitual es que las isobaras sean onduladas, formando incluso círculos cerrados como en el caso de las depresiones y los anticiclones

En estos casos, el movimiento del aire es el resultado del equilibrio entre las tres fuerzas en presencia (gradiente, Coriolis y centrífuga), denominándose a este viento *viento del gradiente*. Lo que sucede es que el resultado es ligeramente diferente en el caso de los anticiclones y de las depresiones (fig. 18).

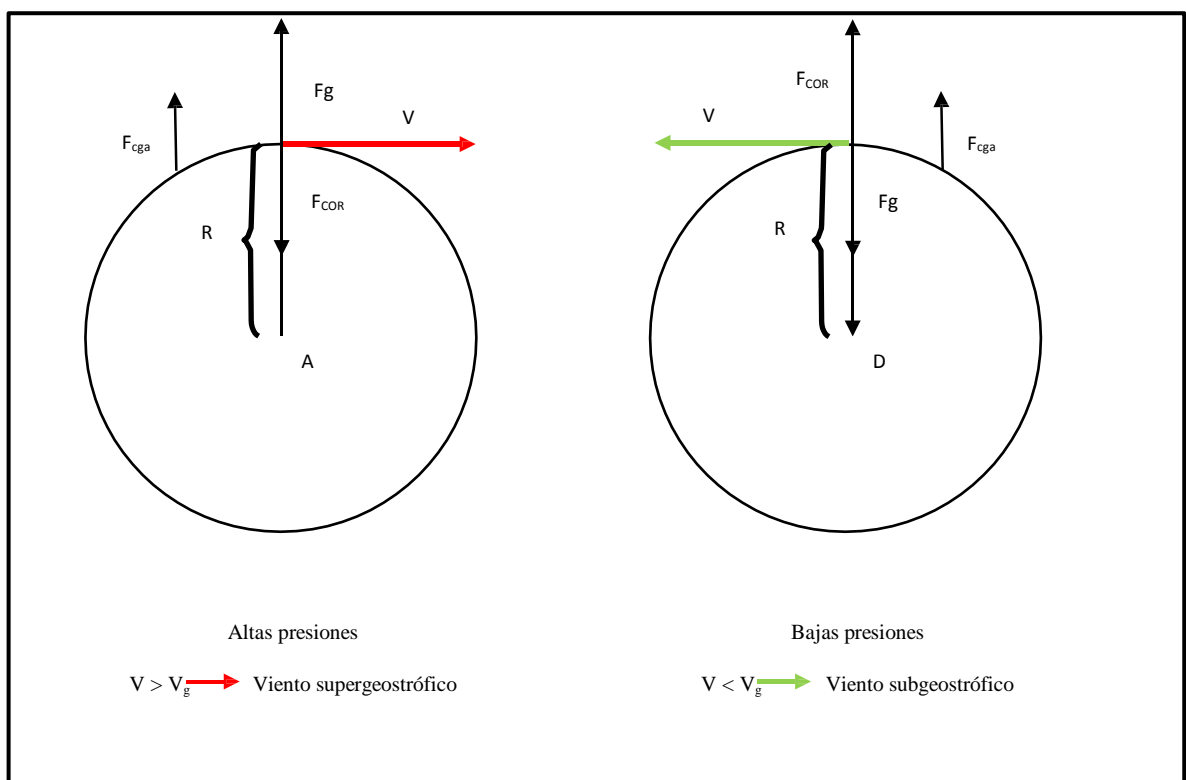


Fig. 18. La fuerza centrífuga en las trayectorias curvas.
Climatología_J_M_Cuadrat y M_F_Pita_pag_233

En las depresiones, la fuerza del gradiente se dirige hacia el centro de la baja y a ella se oponen tanto la fuerza de Coriolis como la centrífuga, que actúa siempre hacia fuera del centro de giro. El equilibrio entre las tres fuerzas se produce bajo la forma:

$$F_c + F_{cga} = F_g \quad [1]$$

donde:

$$F_c = f \cdot v \quad [2]$$

$$F_{cga} = v^2 / R \quad [3]$$

$$F_g = (1 / \rho) \cdot (dp / dR) \quad [4]$$

dado que aquí la distancia horizontal que configura el gradiente de presiones coincide en el radio de la depresión.

En consecuencia, la ecuación [1] quedará como sigue:

$$f \cdot v + v^2 / R = (1 / \rho) \cdot (dp / dR) \quad [5]$$

Si dividimos los dos términos de la ecuación por el parámetro Coriolis (f) obtenemos:

$$v + v^2 / R \cdot f = (1 / f \cdot \rho) \cdot (dp / dR) \quad [6]$$

Pero $(1 / f \cdot \rho) \cdot (dp / dR)$ es el viento geostrófico; luego podemos escribir:

$$v + v^2 / R \cdot f = V_g \quad [7]$$

Si despejamos en esta ecuación la velocidad del viento obtenemos:

$$v = V_g - v^2 / R \cdot f \quad [8]$$

o lo que es lo mismo:

$$v < V_g$$

En consecuencia, en una depresión el viento del gradiente es inferior al viento geostrófico y , de hecho, se le suele llamar subgeostrófico.

En el anticiclón la situación es justamente la inversa de la anterior:

$$F_g + F_{cga} = F_c \quad [9]$$

Realizando es esta expresión el mismo proceso que en el caso anterior obtenemos:

$$1/\rho \cdot dp/dR + v^2/R = f \cdot v \quad [10]$$

$$v = (1/f \cdot \rho) \cdot (dp/dR) + v^2/f \cdot R \quad [11]$$

$$v = V_g + v^2/R \cdot f \quad [12]$$

luego $v > V_g$.

Aquí el viento del gradiente es superior al viento geostrófico y se le suele denominar supergeostrófico.

Todo ello determina diferencias sustanciales en la circulación del viento en torno a los anticiclones y en torno a las depresiones (fig. 19). En ausencia de rozamiento, en un anticiclón el aire circula paralelo a las isobaras, girando en torno a él en el sentido de las agujas del reloj en el hemisferio Norte y en sentido contrario en el hemisferio Sur. En una depresión el movimiento es justamente inverso.

Además, en un anticiclón el viento actuará como un viento supergeostrófico, en tanto que en la depresión lo hará como un viento subgeostrófico. Ello supone que , a igualdad de gradiente de presiones, el aire circula a más velocidad en torno a los anticiclones que en torno a las depresiones.

En las capas bajas de la atmósfera esta afirmación no suele tener mucha relevancia porque, en general, en ellas el gradiente de presión suele ser más brusco en las depresiones que en los anticiclones. Sin embargo, en los niveles altos de la atmósfera es fácil gradientes similares en torno a ambas figuras, y en esos casos la mayor velocidad del viento en torno a los anticiclones tendrá importantes repercusiones sobre la dinámica atmosférica.

Cuando la fuerza de rozamiento no es despreciable, ha de añadirse a las tres fuerzas restantes. En este caso los vientos fluyen oblicuos a las isobaras, alejándose de las altas presiones y dirigiéndose hacia las bajas presiones, pero manteniendo el mismo sentido de giro que en el caso anterior (fig. 19)

Lógicamente, en cada caso se produce una combinación diferente de estas fuerzas actuantes, lo que motiva la existencia de grandes variaciones del viento tanto en dirección como en intensidad. La dimensión donde se producen, a su vez, las mayores variaciones en la densidad del aire y en el efecto del rozamiento. Por eso examinaremos con especial detalle las variaciones del viento con altura.

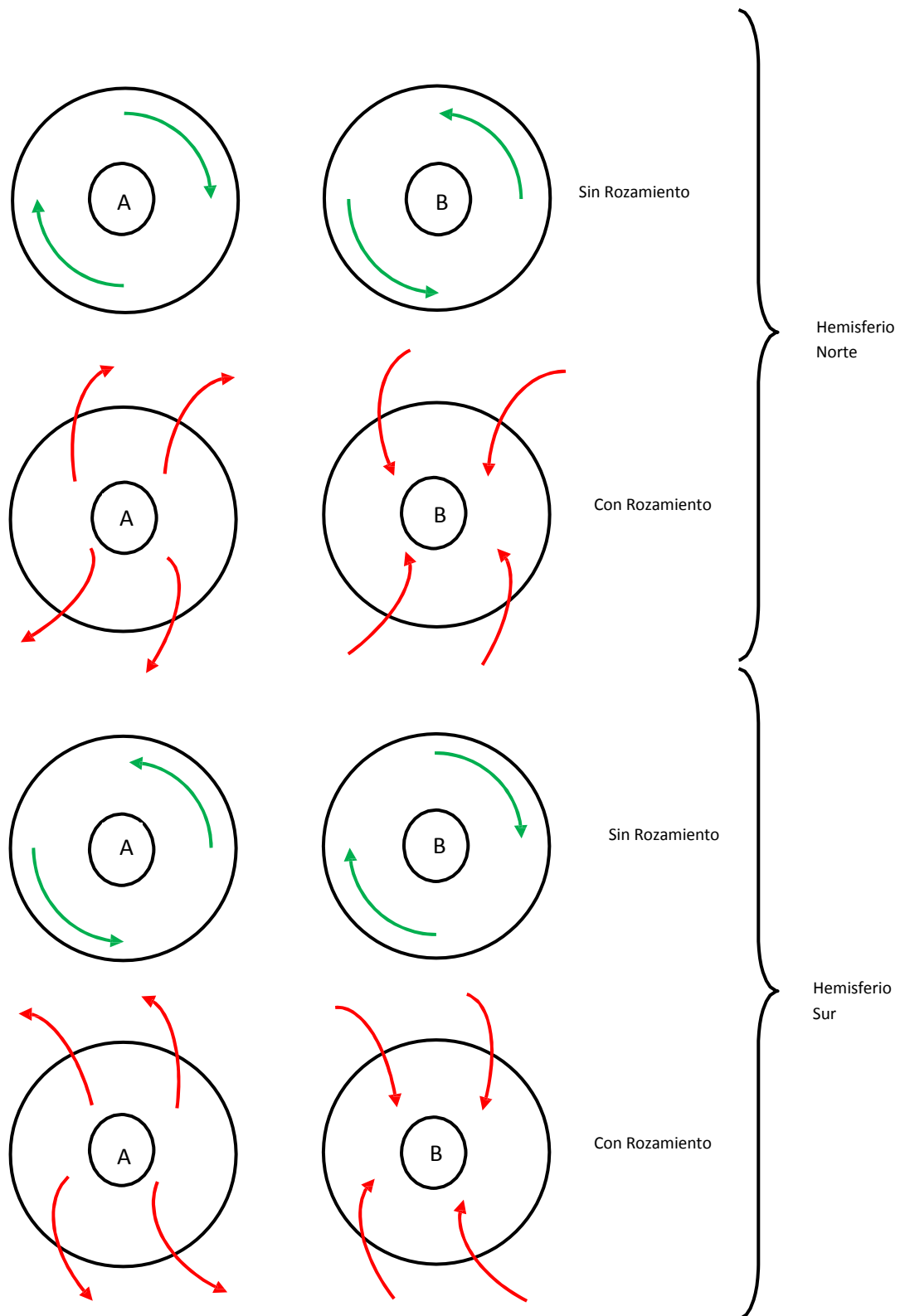


Fig. 19. Circulaciones ciclónicas y anticiclónicas
Climatología_J_M_Cuadrat y M_F_Pita_pag_235

3. VARIACIÓN VERTICAL DEL VIENTO

De modo general puede afirmarse que el viento se intensifica con la altura por dos razones básicas: en primer lugar, por el proceso de disminución de la densidad del aire que se registra al subir, lo cual contribuye a que aumente la fuerza del gradiente; en segundo lugar, por la disminución de la fuerza del rozamiento terrestre. Este último efecto determina además un ligero cambio en la dirección del viento a medida que se asciende, cambio que se traduce en un giro paulatino de éste hacia la derecha conforme la fuerza del rozamiento va debilitándose, y que culmina con la configuración del viento geostrófico una vez debilitándose, y que culmina con la configuración de un viento geostrófico una vez que la fuerza del rozamiento ha desaparecido totalmente, lo cual sucede normalmente en torno a los 600 – 1000 m de altura (fig. 20). Ello permite una distinción bastante neta entre los vientos superficiales, más débiles y oblicuos a las isobaras, y los vientos del aire superior, más fuertes y geostróficos.

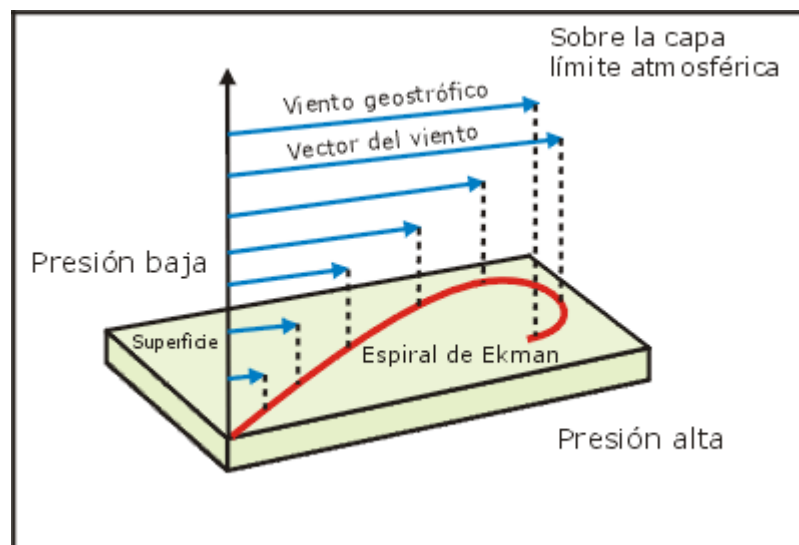


Fig. 20. Espiral de Ekman
<http://www.bvsde.paho.org/sde/ops-sde/bvsde.shtml>

Pero esta afirmación general deber ser matizada, especialmente en lo que concierne a las capas de aire inmediatas a la superficie, en las cuales la naturaleza de ésta puede imponer modificaciones sustanciales en el flujo de viento, y a las capas de aire superior, que también acusan importantes variaciones en el flujo del viento, que no quedan suficientemente explicadas por medio de esta afirmación general.

3.1. EL VIENTO EN LAS CAPAS DE AIRE INMEDIATAS A LA SUPERFICIE

En estas capas de aire la fuerza de rozamiento adquiere tal relevancia que los vientos, además de reducir en gran medida su velocidad, suelen fluir guiados por la fuerza del gradiente, lo que se traduce en la existencia de vientos perpendiculares a las isobaras y orientados desde las altas a las bajas presiones.

Pero a esta modificación general cabe añadir las modificaciones derivadas de dos hechos importantes: por un lado, la aparición de distribuciones isobáricas específicas originadas por fenómenos térmicos de escala local derivados de la naturaleza de la superficie y , por otro lado, el efecto ejercido por los obstáculos que se oponen localmente al viento. Entre los primeros destacan las circulaciones térmicas que se originan a lo largo de las líneas de costa o entre los valles y laderas de una cadena montañosa. Entre los segundos merecen destacarse las modificaciones impuestas en el viento cuando atraviesa una cadena de montañas o cuando experimentan un proceso de encajamiento en un valle.

a) Las brisas costeras

El diferente comportamiento térmico existente entre el mar y la tierra determina que en las líneas de costa se generen habitualmente diferencias de temperatura muy acusadas: durante el día la tierra se recalienta mucho más que el mar, en tanto que por la noche el mar conserva su calor mucho más que la tierra. Estas diferencias térmicas originan diferencias de densidad que propician la aparición de circulaciones del aire a las que se denomina circulaciones térmicas (fig. 21)

Durante el día, el aire más frío y denso del océano se dirige hacia la superficie terrestre, en la cual el aire cálido y ligero tiene tendencia a subir. Se organiza así una circulación de sentido opuesto en las capas más altas del aire. Se trata de la brisa marina o “virazón”, que se inicia después de la salida del sol y alcanza su máxima intensidad en las horas centrales del día. Puede penetrar varios kilómetros tierra adentro y determina en la costa la existencia de vientos racheados, con frecuentes cambios de dirección y una suavización notable de las temperaturas.

Durante la noche la situación es justamente inversa de la descrita. Ahora las máximas temperaturas se sitúan sobre la superficie oceánica y las mínimas sobre la continental. En consecuencia, se establece una circulación dirigida en superficie de la tierra al mar y sobre montada en altura por la inversa de ésta (fig. 21). Estamos en este caso ante la brisa de tierra, que se desarrolla durante la noche y alcanza su máxima intensidad antes de amanecer. Pero ahora las diferencias térmicas entre la tierra y el mar no suelen ser tan marcada como durante el día; de ahí que la brisa de tierra presente en general menos intensidad y potencia.

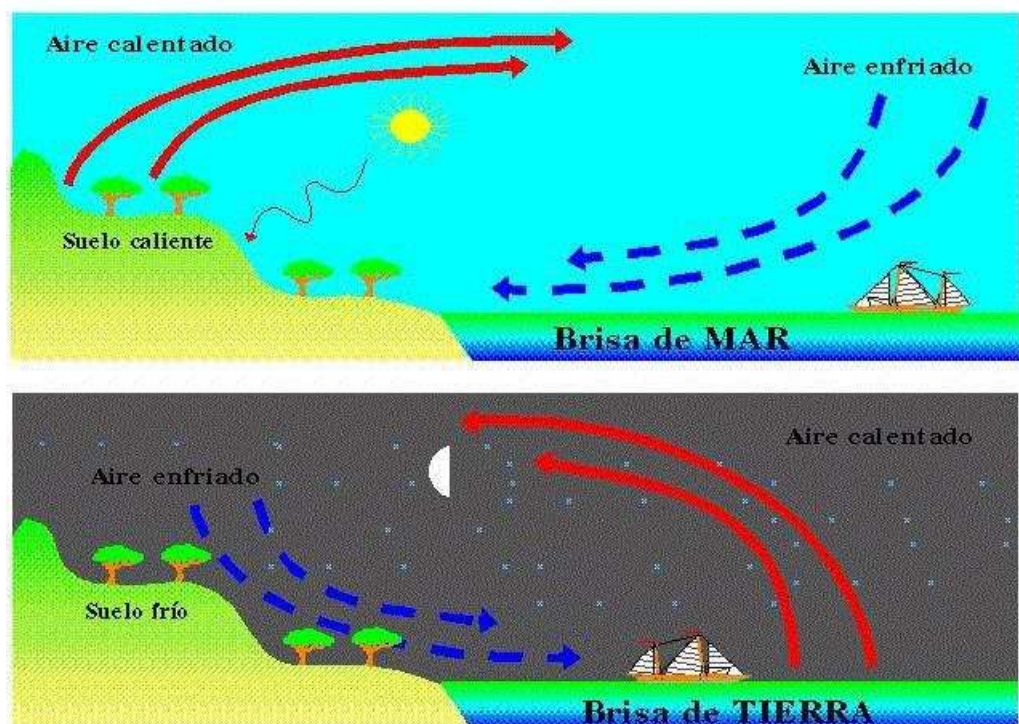


Fig. 21. Las brisas costeras
<http://www.artinaid.com/>

De todos modos, hay que reseñar que el fenómeno de las brisas costeras no es un fenómeno cotidiano ni se presenta siempre que existe la misma intensidad. Conviene señalar que para que tenga lugar debe haberse producido una diferencia térmica importante entre la tierra y el mar, y esto sólo es posible con cielos predominantemente despejados y en ausencia de fuertes vientos que comporten advecciones de calor desde unos lugares a otros. Por otro lado, tampoco hay que olvidar que este régimen, cuando se produce, se

combina con el flujo de vientos determinado por el campo general de las presiones; de ahí que su efecto sea especialmente notario en situaciones de débil flujo general de viento.

b) Las brisas de montaña

Los valles encajados entre montañas también generan circulaciones térmicas derivadas del distinto calentamiento experimentado por de cada una de sus partes. Durante el día, las laderas de solana, que reciben la radiación solar con un elevado ángulo de incidencia, son las que experimentan un calentamiento más intenso. El fondo del valle permanece frío porque apenas recibe ninguna radiación solar, y el aire situado en el mismo plano horizontal que la ladera de solana, pero lejos de ella, también permanece más frío dado que el aire se calienta esencialmente a partir de la radiación de onda larga emitida por el suelo. En consecuencia, se genera un gradiente de presiones que orienta al viento hacia las laderas, más caldeadas, remontándolas y dando lugar a los denominados vientos anabáticos. Simultáneamente tiene lugar un flujo de vientos que remonta el valle (se denomina precisamente viento de valle) y que es sobremontado por un viento de retorno de sentido contrario (fig. 22).

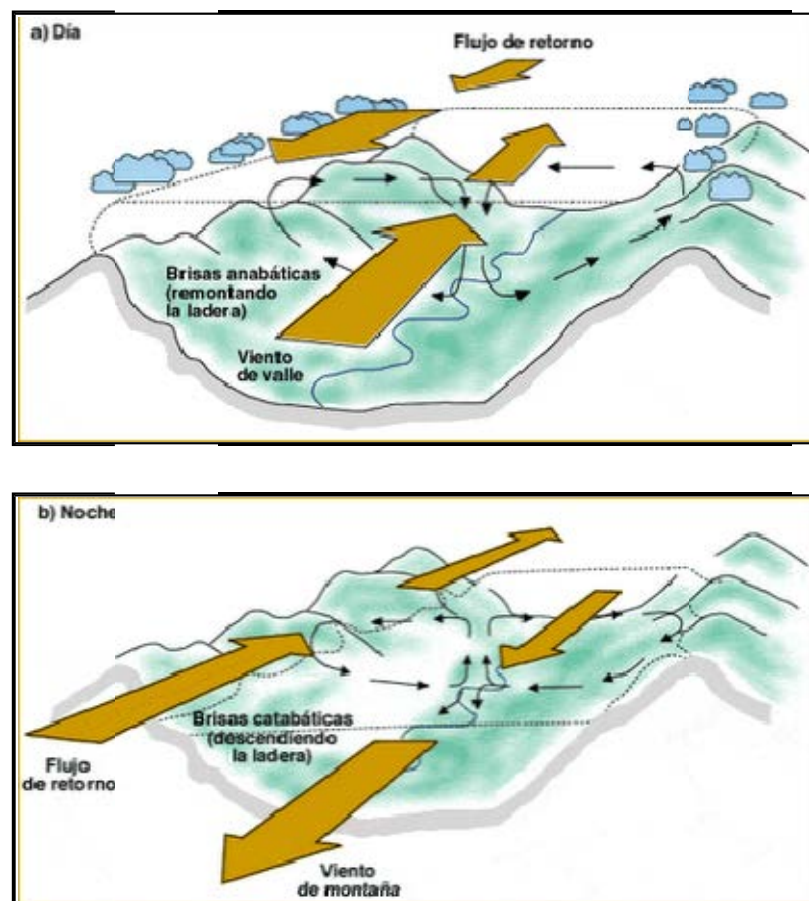


Fig. 22. Las brisas de montaña
<http://www7.uc.cl/>

Durante la noche las laderas sufren un intenso proceso de enfriamiento como consecuencia de las pérdidas de calor por irradiación nocturna, y el gradiente de presiones entonces apunta hacia el fondo del valle. En ese caso el aire, ayudado además por la fuerza de la gravedad desciende por las laderas dando lugar a los denominados vientos catabáticos. Este aire, al confluir en el fondo del valle, genera un flujo de viento que se desliza desde la cabecera hasta las zonas bajas del valle y que se denomina viento de montaña, estando sobremontado por un viento igual, pero de sentido contrario. En consecuencia, durante el día asistimos en las zonas de montaña a brisas de laderas anabáticas acompañadas de vientos de valle. Por la noche la situación se invierte produciéndose brisas catabáticas de ladera acompañadas de vientos de montaña (fig. 22)

c) Modificaciones originadas en el viento por una barrera orográfica

Cuando un flujo de viento superficial en su recorrido un obstáculo, tiene que remontarlo adhiriéndose en cierta medida al perfil de dicho obstáculo. Ello origina corrientes ascendentes en la ladera de barlovento y descendentes en la de sotavento, acompañadas de desviaciones horizontales de los flujos de aire tendentes a rodear el obstáculo.

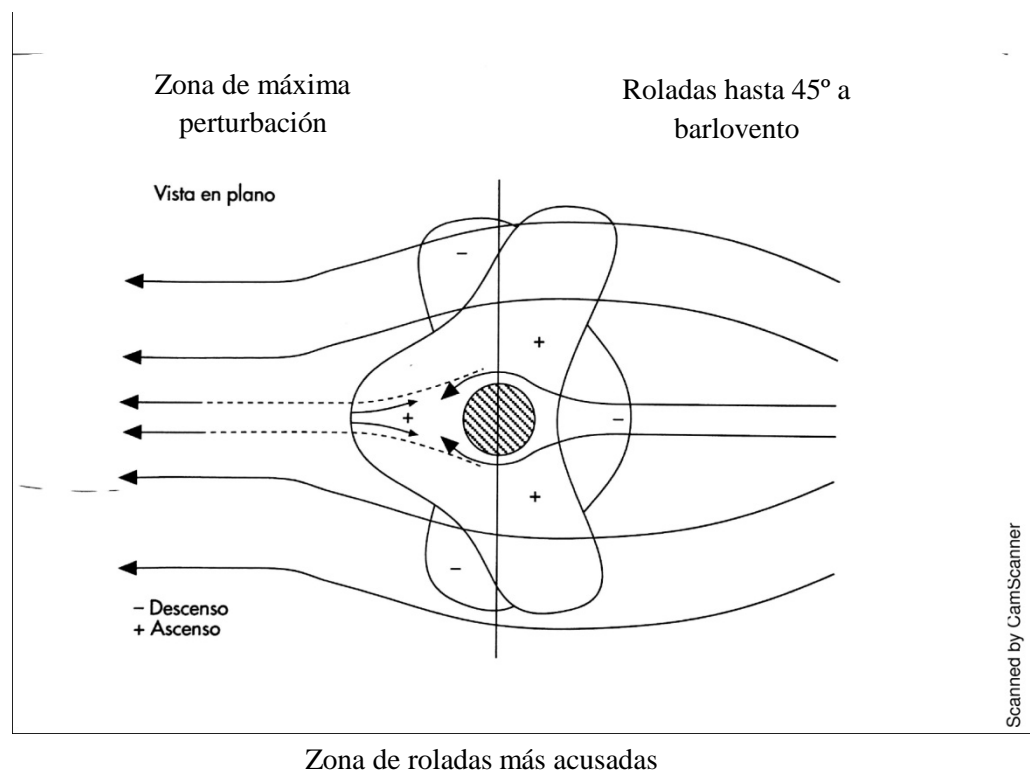


Fig. 23. Comportamiento del aire al rodear un obstáculo de reducidas dimensiones
Triplet y Roche, *Météorologie Générale*, Paris, École Nationale de la Météorologie, 1977, pág 292

Cuando el obstáculo tiene unas dimensiones reducidas, los movimientos horizontales son los predominantes y el viento tiende a contornear el trazo del obstáculo (fig. 23). Cuando es amplio, sobre todo en anchura, los movimientos verticales se imponen y con ellos ciertas modificaciones en el flujo de viento. Estas notificaciones determinan la aparición de remolinos de eje horizontal en la ladera de barlovento, que conducen a flujos descendentes en dicha ladera, y a remolinos similares en sotavento, pero esta vez con lujos ascendentes (fig. 24). Estos remolinos hacen su aparición cuando las pendientes de las laderas son suficientemente marcadas (más de 40°), estando ausentes en los casos de pendientes suaves.

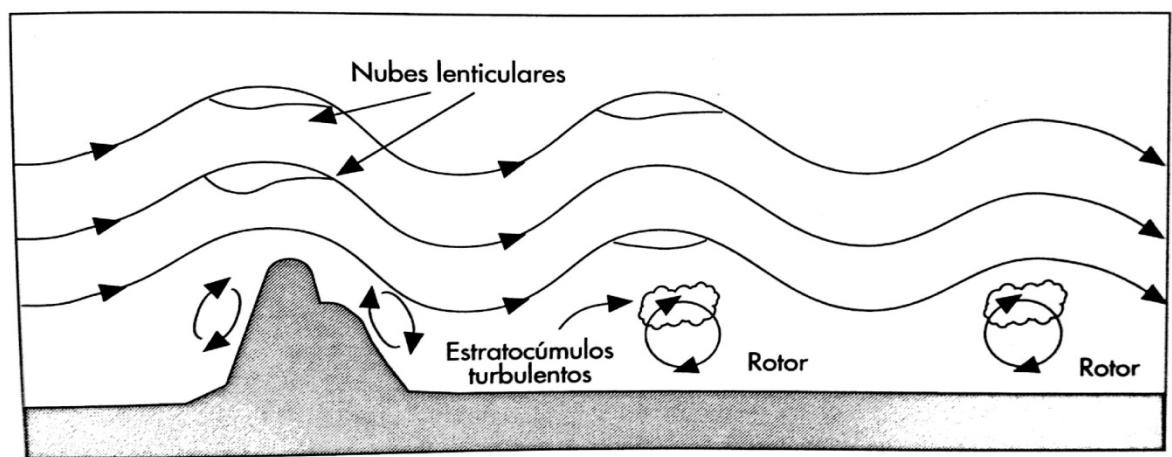


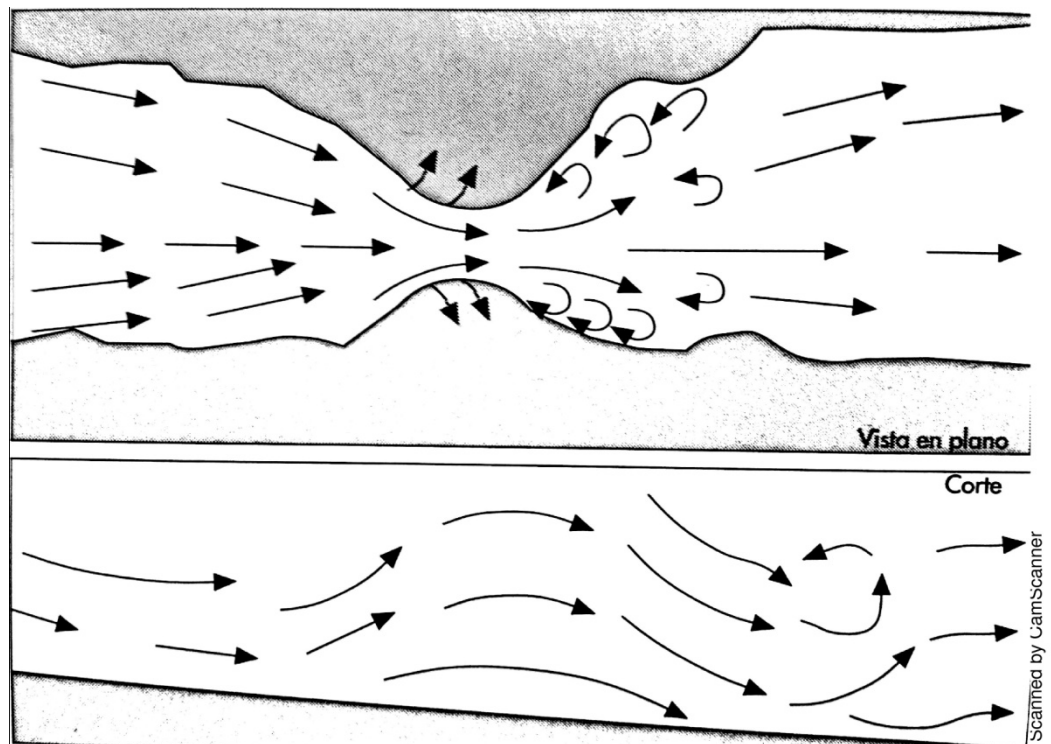
Fig. 24. Comportamiento del aire al atravesar un obstáculo montañoso
Triplet y Roche, *Météorologie Générale*, Paris, École Nationale de la Météorologie, 1977, pág 295

Pero, además, el flujo se ondula al atravesar la cresta, generando un conjunto de ondas sucesivas que poco a poco van amortiguándose. El número de ondas es variable, dependiendo del grado de estabilidad del aire, pero pueden encontrarse hasta cinco o seis ondas espaciadas horizontalmente de 5 a 10 kilómetros. En la proximidad del suelo las ondas degeneran dando lugar a torbellinos de eje horizontal denominados rotores. Cuando la humedad del aire es elevada estos rotores pueden ir acompañados de nubes cumuliformes en su borde ascendente. Asimismo aparecen cúmulos lenticulares en las zonas ascendentes de las ondas.

d) Modificaciones originadas en el viento por los valles encajados.

Los valles estrechos y encajados constituyen auténticos pasillos por los que el viento se canaliza modificando su dirección y su intensidad.

En la zona de máximo estrangulamiento se produce una acumulación de aire que conduce a una aceleración de los vientos y a una ondulación con ascenso vertical. Cuando el valle se abre se produce un descenso compensatorio y una expansión horizontal del aire que da lugar a remolinos dirigidos hacia las laderas del valle (fig. 25).



Corrientes ascendentes por rebose

Fig. 25. El comportamiento del viento al atravesar un valle encajado. Si el canal es de poca anchura el viento rebosa
Triplet y Roche, *Météorologie Générale*, Paris, École Nationale de la Météorologie, 1977, pág 296

3.2. EL VIENTO EN LAS CAPAS ALTAS DE LA ATMÓSFERA

Por encima de un determinado nivel, que hemos establecido en los 600-1000 m, los vientos se comportan aproximadamente como vientos geostróficos, dado que la fuerza de rozamiento se hace nula. En consecuencia, en cualquier nivel atmosférico puede calcularse la velocidad y la dirección del viento a partir de la distribución de las presiones existentes en ese lugar, utilizando para ello la ecuación del viento geostrófico $[V_g = (1/f \cdot \frac{dp}{dh})]$.

Pero esta expresión puede también transcribirse de forma diferente si en lugar de partir de las isobaras para su cálculo, partimos de la consideración de las superficies isobaras.

Situándonos en la figura 26, imaginemos que en un nivel atmosférico dado tenemos dos puntos A y B con presiones diferentes (p y p' , respectivamente) y queremos calcular la velocidad del viento geostrófico en ese nivel atmosférico. En nuestro caso, dp/dh (el gradiente horizontal de presiones) equivaldría a $p-p'/h$. Ahora a, bien, p' (la presión reinante en ese nivel B) coincide con la presión reinante en A', un punto situado en la vertical de A y separado de éste por una altura z . En consecuencia, podemos afirmar que la presión de A(p) es igual a p' más el peso de la columna de aire situada entre A y A'.

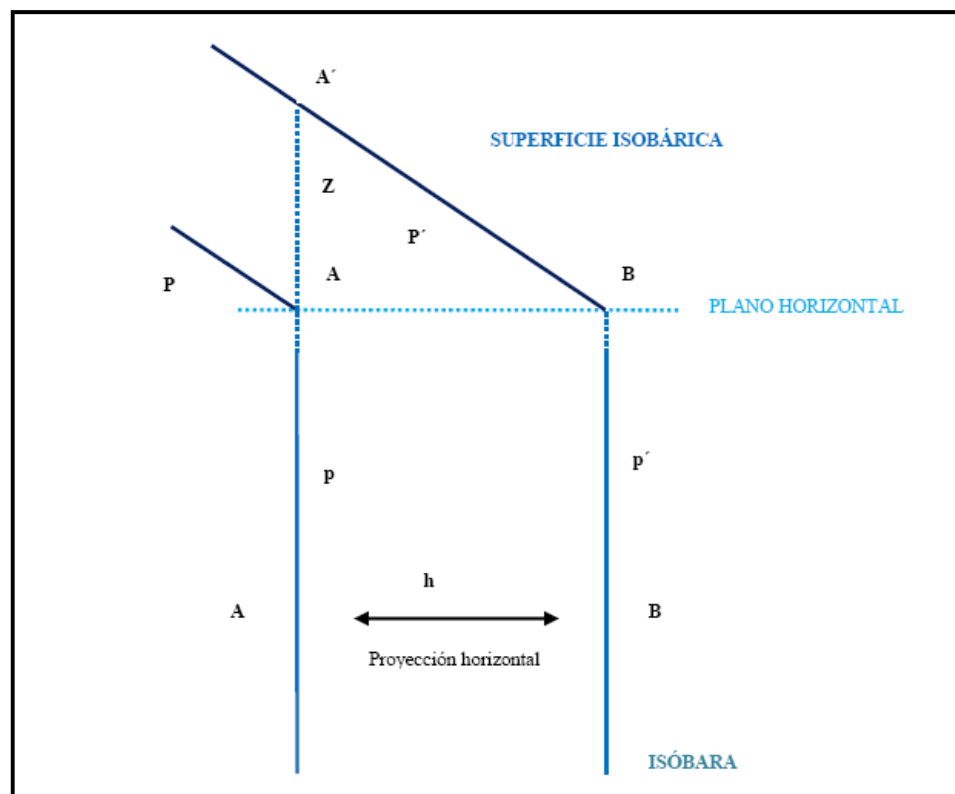


Fig. 26. Cálculo del viento geostrófico en las capas altas de la atmósfera
Climatología_J_M_Cuadrat y M_F_Pita_pag_242

El peso de esta columna se puede expresar como: $\rho \cdot g \cdot z$, siendo ρ la densidad del aire, g la gravedad en ese punto y z la altura de la columna. Así pues, podemos escribir:

$$p = p' + \rho \cdot g \cdot z$$

de donde se deriva que:

$$p - p' = \rho \cdot g \cdot z$$

Si transcribimos esta expresión en la ecuación del viento geostrófico obtenemos:

$$V_g = (1 / f \cdot \rho) \cdot (\rho \cdot g \cdot z / h)$$

con lo cual, si eliminamos la densidad en ambos términos del cociente obtenemos:

$$V_g = (g / f) \cdot (z / h)$$

Pero z/h no es sino la pendiente de la superficie isobara p' ; por tanto, podemos deducir que en un nivel dado de la atmósfera el viento geostrófico tendrá una magnitud proporcional a la pendiente de las superficies isobaras que cortan ese nivel, siendo tanto mayor cuanto más abrupta sea esa pendiente.

Como ya sabemos, en los niveles altos de la atmósfera la distribución de las presiones se expresa a través del trazado de las isohipsas, las cuales no muestran sino la altura alcanzada en los distintos puntos del mapa por una superficie isobara. Esto facilita mucho el cálculo del viento geostrófico en esos niveles, porque a partir de estos mapas “ z ” no es sino la diferencia de magnitud existente entre dos isohipsas consecutivas y h es la distancia horizontal que separa esas dos isohipsas (fig. 27)

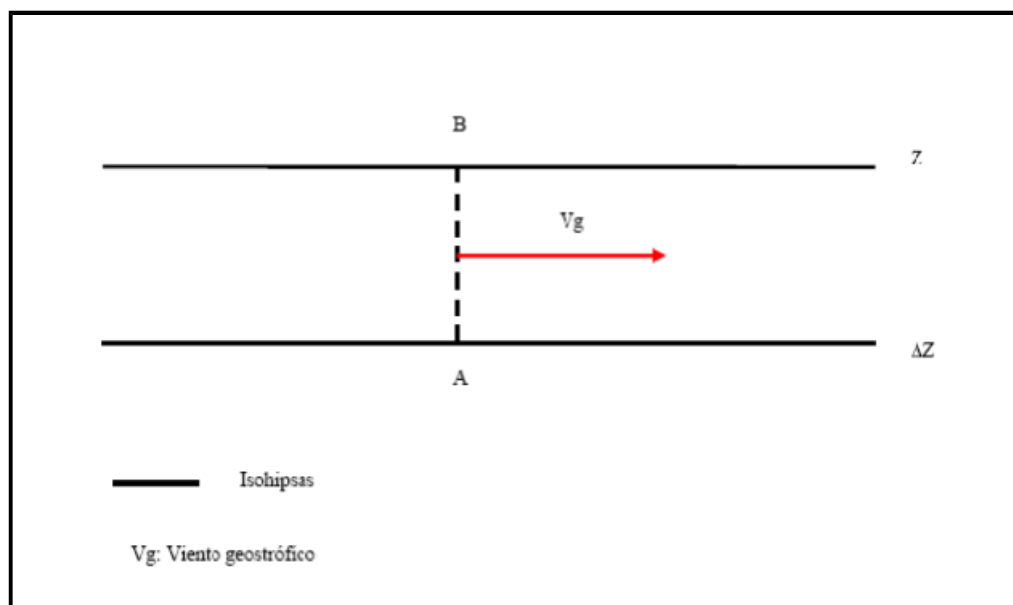


Fig. 27. El viento geostrófico en las capas altas de la atmósfera
Climatología_J_M_Cuadrat y M_F_Pita_pag_243

Así pues, el viento geostrófico en altura, conocida la distribución de las isohipsas, respondería a la expresión:

$$V_g = (g / f) \cdot (z - z' / AB) \text{ (fig. 27)}$$

siendo un vector perpendicular al vector gradiente de altitudes y desviado hacia la derecha de éste, de modo que el viento fluye paralelo a las isohipsas y dejando las altitudes más elevadas a su derecha y las más reducidas a su izquierda en el hemisferio Norte (a la inversa en el Sur).

Siendo ello así, la diferencia de viento existente entre dos capas de aire situadas a diferente altitud puede calcularse a partir de la diferencia vectorial existente entre los vectores del viento representativo de ambas capas.

Consideramos, por ejemplo, una capa atmosférica comprendida entre los niveles de presión P_B (la base) y P_C (la cumbre) (ver fig. 28), en cada una de las cuales reinan los vientos geostróficos V_{gB} y V_{gC} , respectivamente. Pues bien, la diferencia vectorial entre ambos vientos, que se conoce como viento térmico, expresa la diferencia de viento existente entre ambos niveles.

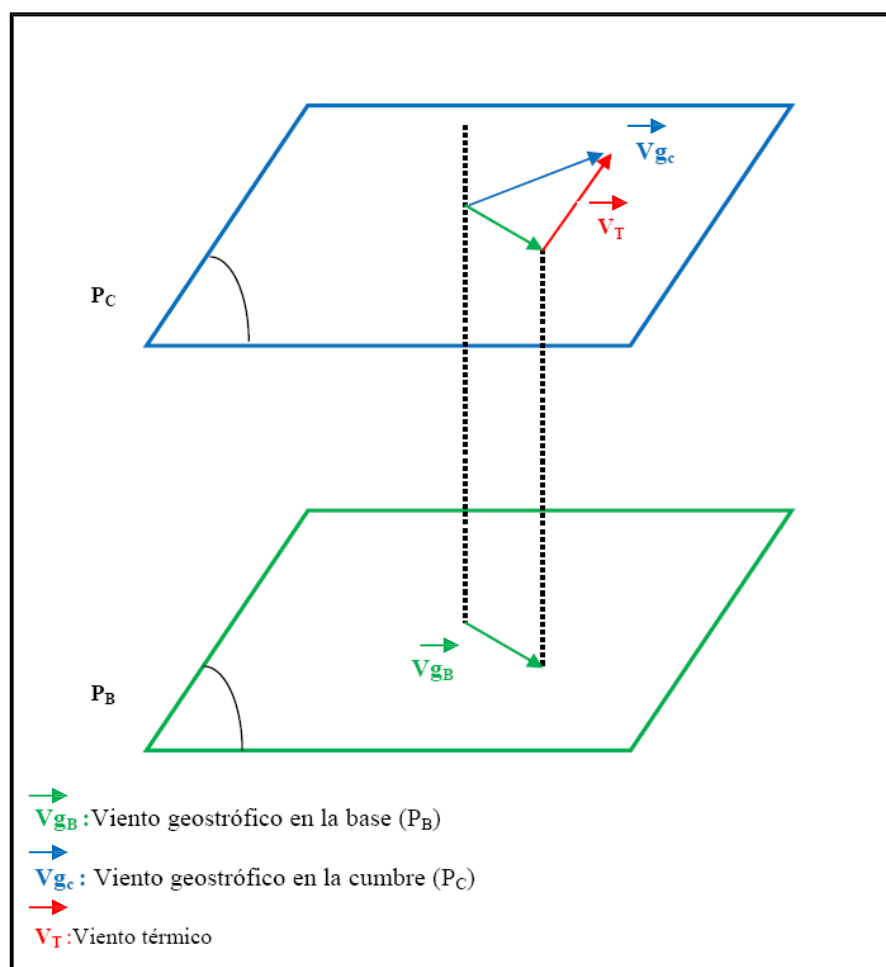


Fig. 28. Esquema del viento térmico en una columna de aire
Climatología_J_M_Cuadrat y M_F_Pita_pag_244

Esta diferencia vectorial puede calcularse mediante la expresión:

$$V_T = V_{gC} - V_{gB}$$

Pero

$$V_{gC} = (g / f) \cdot (\text{grad } z_c)$$

$$V_{gB} = (g / f) \cdot (\text{grad } z_b)$$

donde:

g es la gravedad

f es el parámetro de Coriolis

$\text{grad } z_c$ es el vector gradiente de altitudes en el nivel P_c

$\text{grad } z_B$ es el vector gradiente de altitudes en el nivel P_B

En consecuencia, se puede escribir:

$$V_T = (g / f) \cdot \text{grad } z_c - (g / f) \cdot \text{grad } z_B = (g / f) \cdot [\text{grad } z_c - \text{grad } z_B]$$

Ahora bien , $\text{grad } z_c - \text{grad } z_B = \text{grad } (z_c - z_B)$, siendo $z_c - z_B$ la diferencia de altitud existente entre el nivel P_c y el nivel P_B , es decir, el espesor existente entre ambos niveles. Con lo cual puede escribirse:

$$V_T = (g / f) \cdot \text{grad } (z_c - z_B)$$

lo que implica que el viento térmica sería directamente proporcional al gradiente de espesor existente en el punto A.

Efectivamente, si trazamos los mapas de isohipsas correspondientes a dos niveles atmosféricos, por ejemplo, el nivel 700 hPa y el nivel 500 hPa, y el mapa de espesores existente entre ambas superficies, podemos dibujar los vectores correspondientes al gradiente de altitudes en el nivel 700 hPa (grad _{700Z}), al gradiente de altitudes en el nivel 500 hPa (grad _{500Z}), y al gradiente de espesores de la capa 700/500 hPa [$\text{grad } (z_{500} - z_{700})$] (ver fig. 29), y se puede comprobar enseguida que la diferencia entre los vectores grad _{500Z}

y grad_{700Z} da el vector $\text{grad}(z_{500} - z_{700})$. De hecho, si se adicionan gráficamente los vectores grad_{700Z} y $\text{grad}(z_c - z_B)$ se obtiene el vector grad_{500Z} .

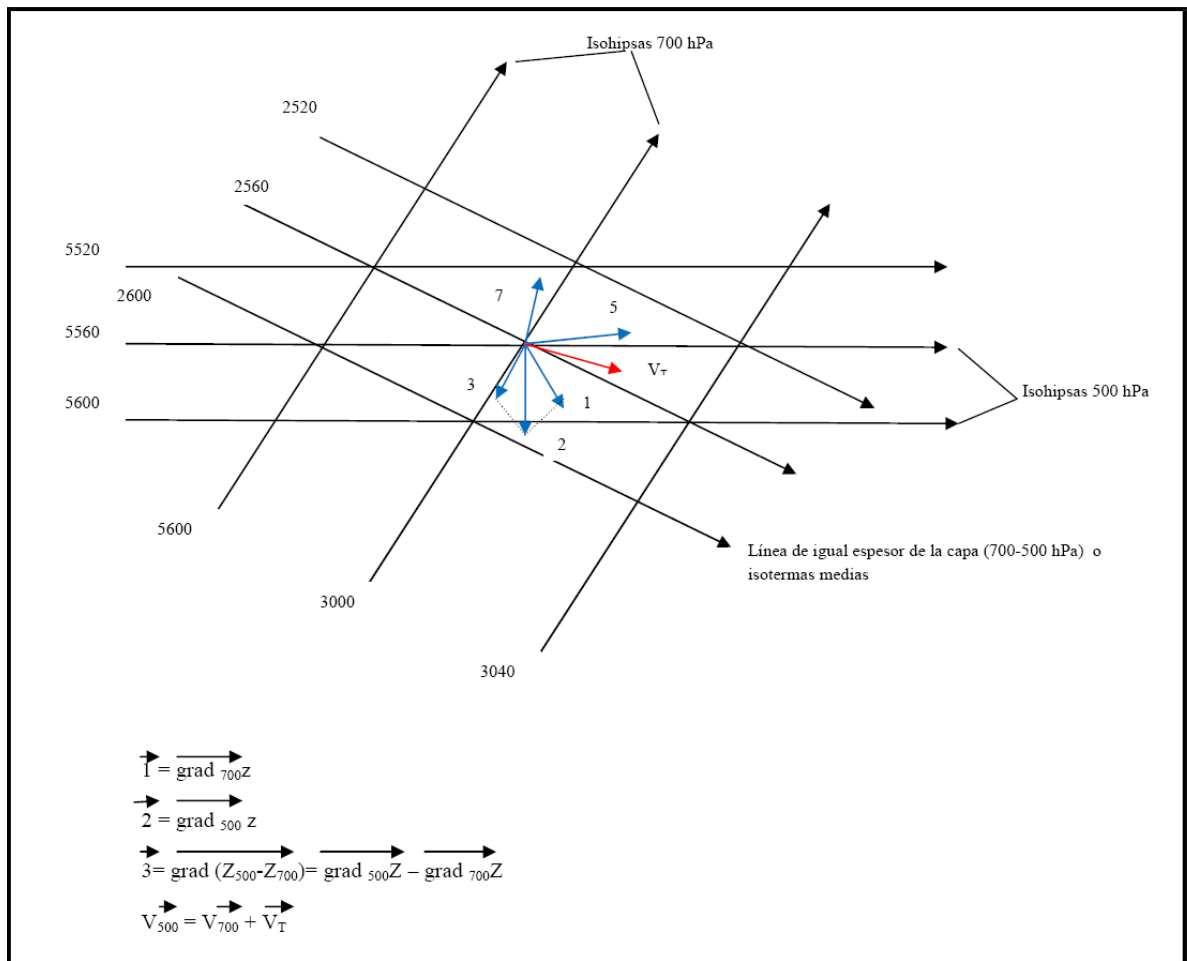


Fig. 29. El cálculo del viento térmico a partir de las tropografías relativas.
Climatología_J_M_Cuadrat y M_F_Pita_pag_246

La figura 29 nos permite también comprobar cómo, en efecto, el vector viento térmico (V_T) no es sino la diferencia entre V_{500} y V_{700} . Si adicionamos gráficamente V_T y V_{700} obtenemos el vector V_{500} . Por tanto, puede afirmarse que el vector viento térmico es proporcional al gradiente de espesores existente en el punto considerado, siendo un vector tangente a las isolíneas de igual espesor y dejando los espesores mayores a su derecha y los menores a su izquierda. En realidad, el vector viento térmico responde a la misma fórmula que el vector viento geostrófico, pero pariendo del gradiente de espesores en lugar del gradiente de altitudes. Es, pues, un vector perpendicular al gradiente de espesores y que deja los mayores espesores a su derecha y los menores a su izquierda (fig. 29)

Pero sabemos por los epígrafes anteriores que el espesor de una capa atmosférica es proporcional a la temperatura media de esa capa, siendo tanto mayor cuanto más elevada

sea la temperatura. En consecuencia, el gradiente horizontal de espesores es equivalente al gradiente horizontal de temperaturas, con lo cual también podría escribirse que:

$$V_T = (g / f) \cdot \text{grad } T_m$$

Por lo mismo, puede también afirmarse que el viento térmico es proporcional al gradiente horizontal de temperatura existente en la capa atmosférica considerada, siendo máximo cuando estos gradientes son fuertes y mínimo en las zonas en que apenas existe gradiente térmico.

No obstante, hay que advertir que el viento térmico no es un viento real medible con un anemómetro; expresa sólo la variación del viento con la altura en la vertical de un punto dado, y su denominación de viento térmico le viene de su estrecha asociación con la temperatura existentes entre columnas de aire yuxtapuestas las que dan origen a esta fuerte variación del viento con la altura, las que originan, en suma, al viento térmico.

Una vez dicho esto podemos pasar ya a considerar las diferentes situaciones que se pueden presentar en la atmósfera a este respecto:

A. Ausencia de gradiente térmico horizontal.

En la atmósfera homogénea térmicamente y sin gradiente térmico horizontal, los espesores existentes entre las distintas superficies isobaras son idénticos en todos los puntos, las superficies isobaras son paralelas y no existe, por tanto, gradiente horizontal de espesores. En consecuencia, el viento térmico es nulo, lo que indica que no hay variación del viento con la altura. Esta afirmación, por otro lado, no es sorprendente; en una atmósfera con estas características las pendientes de las superficies isobaras no varían en todo el espesor de la capa de aire, con lo cual el viento tiene que conservarse idéntico en todo el espesor porque ya hemos visto que en cualquier nivel atmosférico el viento es proporcional a la pendiente de las superficies isobaras en ese nivel (fig. 30)

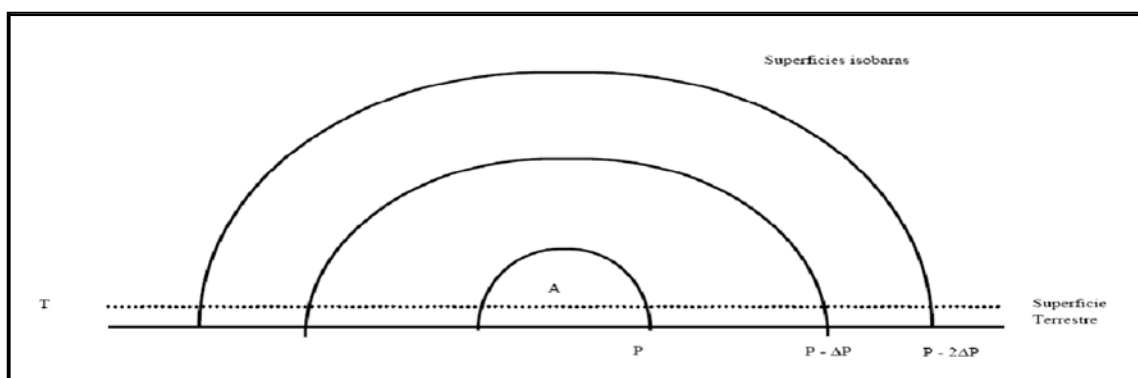


Fig. 30. Ausencia de variación del viento con la altura
Climatología_J_M_Cuadrat y M_F_Pita_pag_247

B. Gradiente horizontal de temperaturas, pero superficies isóbaras e isotermas paralelas entre sí.

Cuando existe un gradiente horizontal de temperaturas, pero las superficies isobaras y las isotermas son paralelas entre sí, el viento en altura va a modificar su intensidad, pero no su dirección. Dos tipos de situaciones ejemplifican este caso: una atmósfera en la que el gradiente de presión y el de temperatura apuntan en la misma dirección, y una atmósfera en la que ambos gradientes presentan direcciones opuestas.

El primer caso aparece ilustrado en la figura 31, en la cual las altas presiones ($z + z$) y las altas temperaturas ($E + E$) aparecen al sur, en tanto que los bajos valores de presión y temperatura (z y E) se sitúan en el norte. Así pues, el gradiente de temperatura y el de presiones se dirigen del sur al norte. En este caso las líneas de igual espesor no cortan a las isohipsas, sino que ambas son paralelas, con lo cual el viento en los diferentes niveles atmosféricos apuntan siempre en la misma dirección (W-E), así como el viento térmico, que es paralelo a las líneas de igual espesor. En consecuencia, el viento se mantiene con la misma dirección, pero va arreciando con la altura, de forma que en el nivel de presiones P_2 , $VP_2 = VP_1 + V_T$.

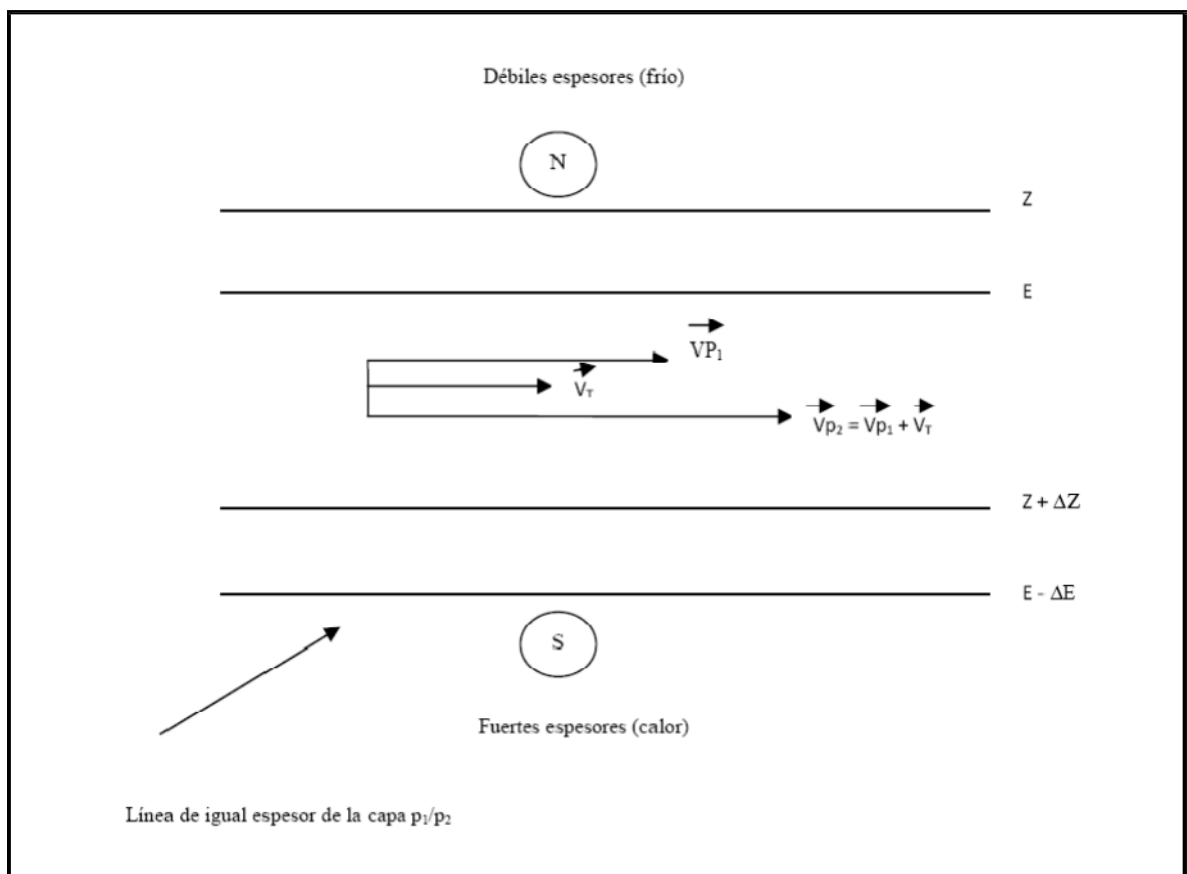


Fig. 31. Viento arreciando con la altura sin cambio de dirección.
Climatología_J_M_Cuadrat y M_F_Pita_pag_248

El segundo caso sería aquel en que las superficies isobara e isotermas son paralelas, pero con gradiente de expresión y de temperatura inversos (fig. 32). Ahora las zonas de máxima presión siguen situándose al sur, pero las de máxima temperatura se ubican en el norte. El viento en los distintos niveles atmosféricos presenta una dirección W-E, pero el viento térmico, paralelo a las líneas de igual espesor, tiene una dirección E-W. Si sumamos al vector viento en el nivel P_1 el viento térmico, que tendría signo negativo al llevar la dirección opuesta, obtenemos un vector VP_2 inferior a VP_1 .

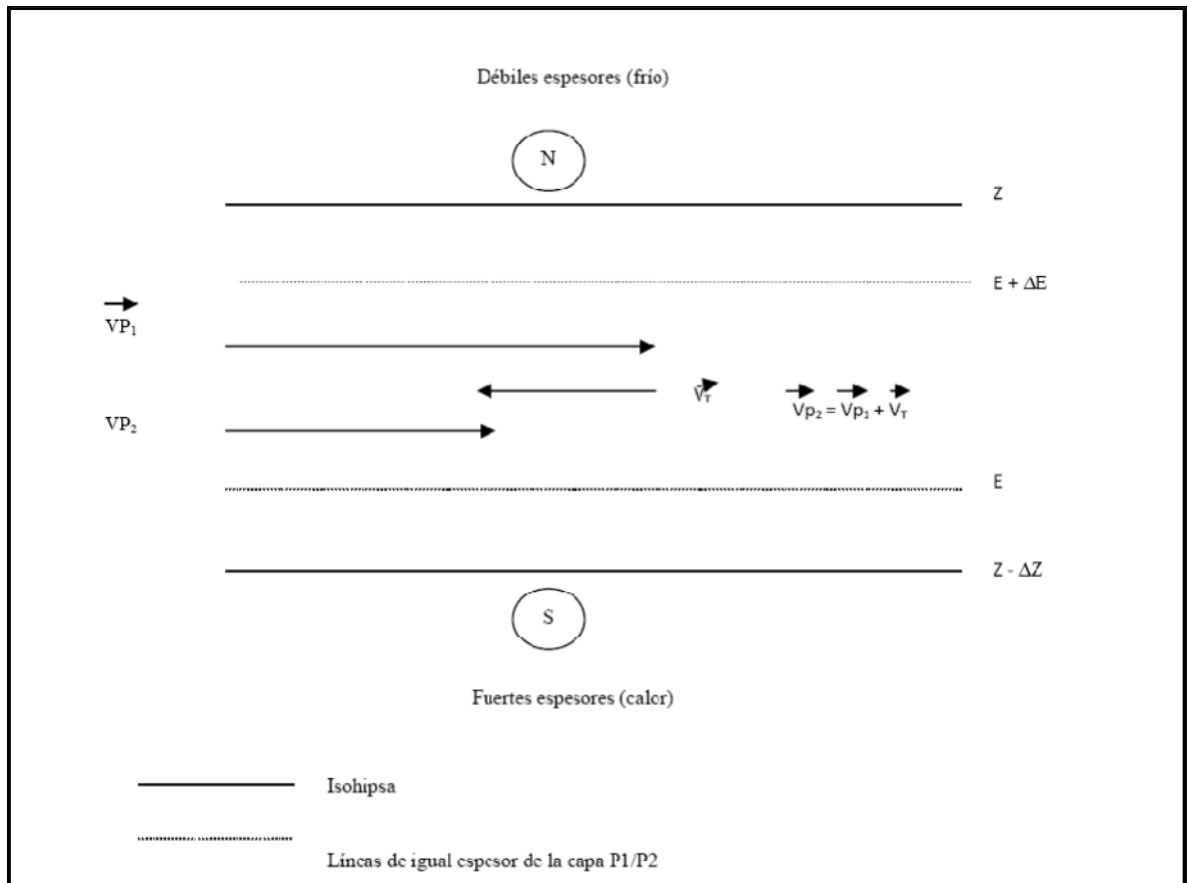


Fig. 32. Proceso de disminución de la velocidad del viento con la altura sin cambio de dirección.
Climatología_J_M_Cuadrat y M_F_Pita_pag_248

En consecuencia en estos casos el viento va reduciéndose con la altura, pudiendo incluso llegar a hacerse nulo e invertirse en los niveles más altos de la atmósfera.

Ambas situaciones presentan, sin embargo, ciertos rasgos en común: el primero es que el viento con la altura sólo varía en su intensidad, pero no es su dirección (las direcciones opuestas pueden considerarse como una misma dirección, pero con signo contrario), el segundo es que el viento va paralelo a las superficies isotermas, no las corta,

con lo cual no se produce transporte de calor con el flujo de viento, éste no comporta advecciones cálidas ni frías de unos lugares a otros.

Estas situaciones que hemos presentado hasta ahora con isohipsas rectilíneas se producen también en el caso de isohipsas curvas, sean éstas anticiclónicas o ciclónicas, de forma que a través de ellas se puede deducir el comportamiento registrado por la circulación del aire en los anticiclones y depresiones cálidos y fríos.

a) *Anticiclones cálidos* (fig. 33)

En un anticiclón cálido el aire dotado de mayor presión y temperatura se encuentra en el núcleo, en tanto que en la periferia se el aire más frío y dotado de menor presión. El gradiente de presión y de temperatura registran la misma dirección y el mismo sentido, con lo cual los vientos arreciarán con la altura manteniendo la misma circulación anticiclónica. Ello permite entender la potencia de estos anticiclones, que se mantienen como tales, intensificándose, hasta el nivel de la tropopausa.

Ello es perfectamente lógico si recordamos que en un anticiclón cálido los espesores mayores se sitúan en el centro del anticiclón (donde está el aire cálido) y los más delgados están en la periferia (en el aire frío). En consecuencia, a medida que subimos can aumentando las pendientes de las superficies isobaras, con lo cual también se incrementa la velocidad del viento geostrófico. También es coherente esta afirmación con el hecho de que al subir en la vertical de un anticiclón cálido, los gradientes horizontales de presión aumentan, con lo cual el viento debe ir intensificándose.

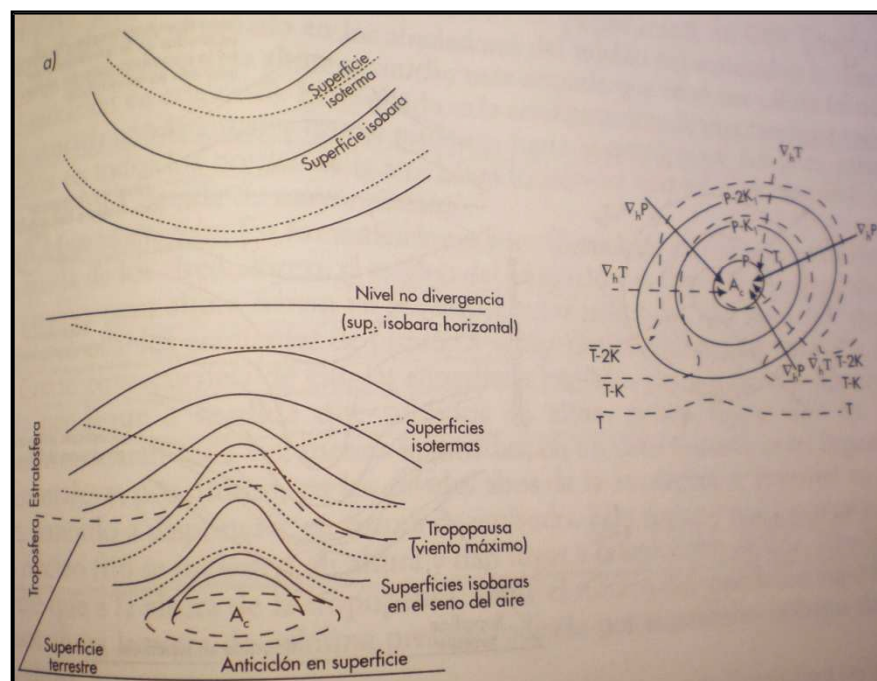


Fig. 33. Estructura de anticiclón cálido

b) Anticiclones fríos (fig. 34)

En un anticiclón frío los mayores espesores se encuentran en la periferia y los más débiles en el núcleo, con lo cual las pendientes de las superficies isobaras van a ir debilitando con la altura.

En efecto, en el anticiclón frío los mayores espesores se encuentran en la periferia y los más débiles en el núcleo, con lo cual las pendientes de las superficies isobaras van a ir disminuyendo con la altura hasta un determinado nivel en el cual la pendiente se hará nula y aparecerá una superficie isobara horizontal. Por encima de ese nivel las pendientes de las superficies isobaras se invierten para adoptar la forma de embudo típica de una depresión. En consecuencia, el flujo de viento se va a invertir adoptando una circulación ciclónica, en consonancia con el nuevo gradiente horizontal de presiones que se ha generado en estos niveles altos de la atmósfera. Sobre la circulación anticiclónica de superficie nos encontramos con una circulación ciclónica en altura, lo que explica la escasa potencia de estos anticiclones.

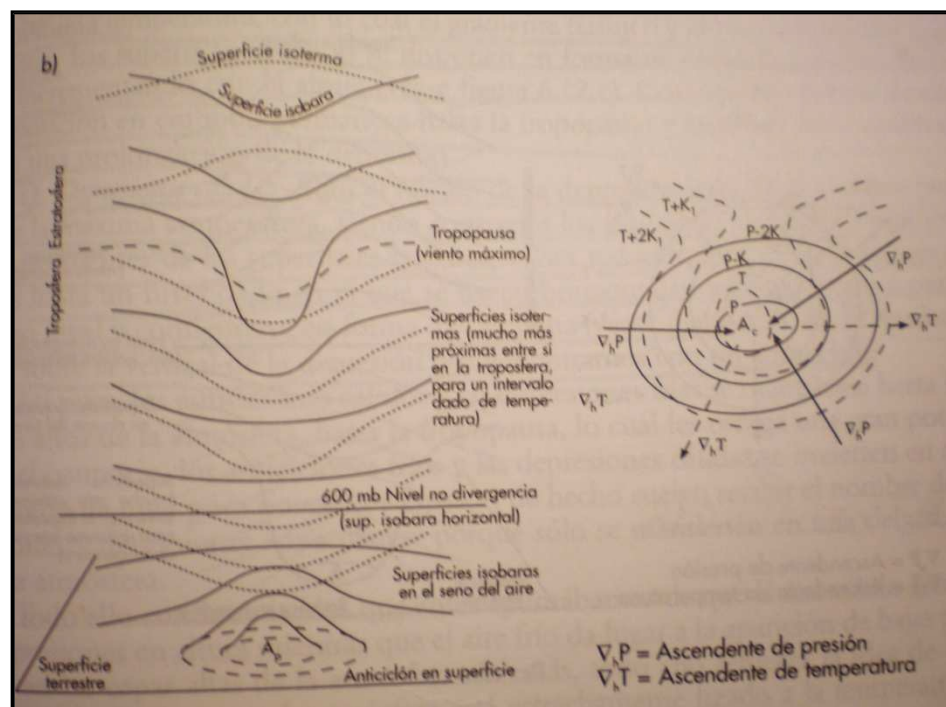


Fig. 34. Estructura anticiclón frío

Medina, Meteorología básica sinoptica, Madrid, Paraninfo, 1976, pag 37

c) *Depresiones cálidas* (fig. 35)

En la depresiones cálida el núcleo es cálido y depresionario. Los gradientes de presión y temperatura van en sentidos opuestos y los vientos amainarán en altura hasta llegar a invertirse en un determinado nivel, dado que las pendientes de las superficies isobaras van disminuyendo con un anticiclón

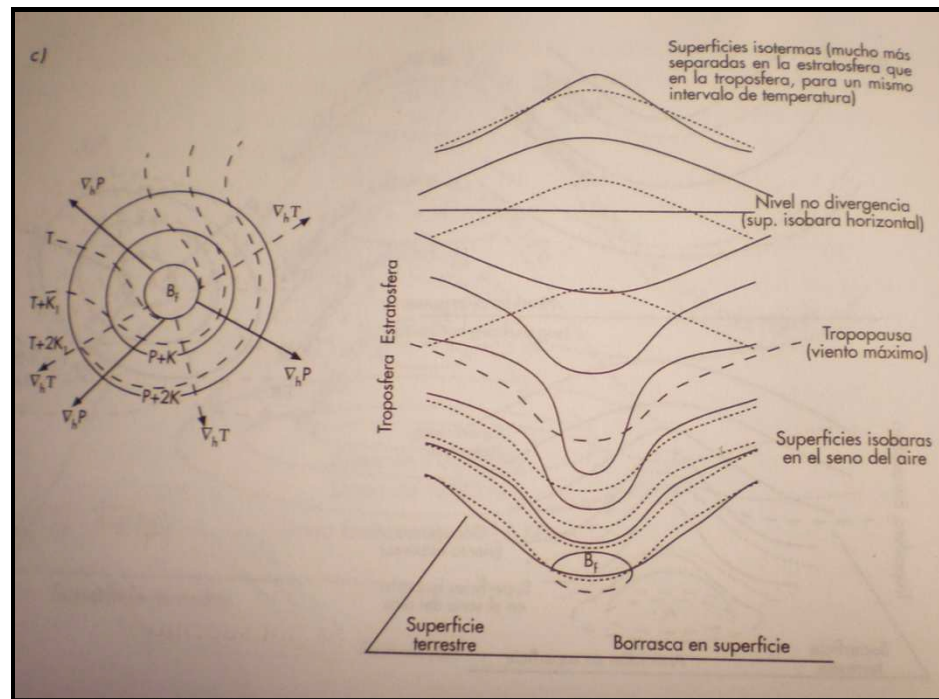


Fig. 35. Estructura de depresión cálida
Medina, Meteorología básica sinoptica, Madrid, Paraninfo, 1976, pag 70

d) *Depresiones frías* (fig. 36)

En este caso los gradientes de presión y temperatura apuntan en la misma dirección ya hacen el núcleo de la depresión, en el cual se encuentra el aire más frío y de menos presión. Las pendientes de las superficies isobaras se van incrementando con la altura y los gradientes horizontales de presión se van intensificando. Los vientos arrecian con la altura y la circulación ciclónica es cada vez más rápida. La depresión se mantiene y se intensifican hasta el nivel de la tropopausa.

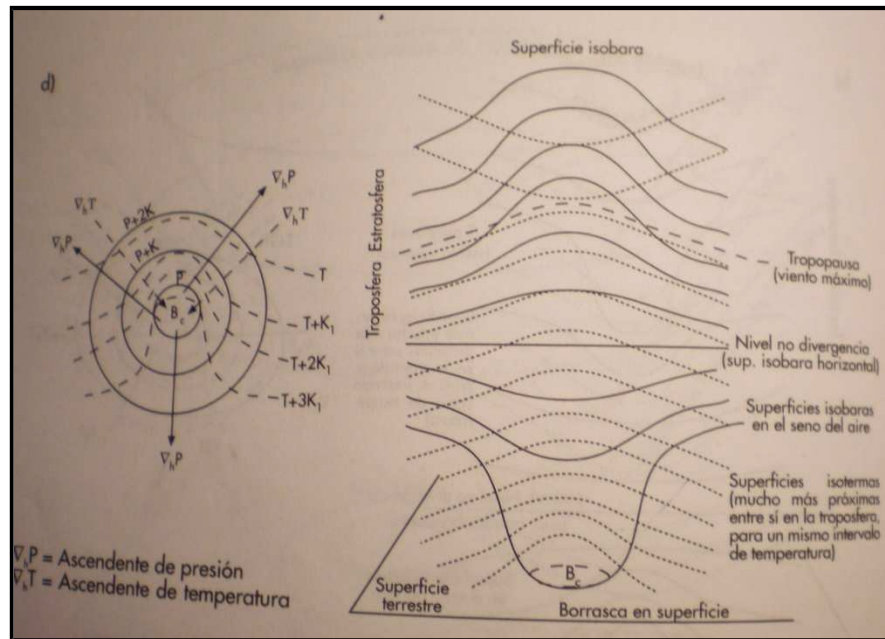


Fig. 36. Estructura depresión fría
Medina, Meteorología básica sinoptica, Madrid, Paraninfo, 1976, pag 77

Podemos, pues, concluir que los anticiclones cálidos y las depresiones frías se refuerzan con la altura, intensificándose las respectivas circulaciones anticiclónica y ciclónica. Por el contrario, en los anticiclones fríos y las depresiones cálidas los vientos van amainando con la altura hasta invertirse. Sin embargo, en todos los casos y dado que las superficies isobaras y las isotermas son paralelas, el viento fluirá paralelo a estas superficies, con lo cual no se producirá advección de calor desde unos lugares a otros.

C. Gradiente horizontal de temperaturas y superficies isobaras e isotermas no paralelas.

Cuando existe un gradiente horizontal de temperaturas, pero además las superficies isobaras e isotermas no son paralelas entre sí (la atmósfera es baroclina), el viento modificará su dirección y su intensidad con la altura, dado que en este caso los gradientes de presión y de temperatura no coinciden en sentido ni en dirección.

La figura 29 ejemplifica bien esta situación. En ella vemos que el gradiente de temperaturas (marcado por la línea de igual espesor) apunta del NE al SW, de forma que el aire cálido se sitúa al SW de la figura, en tanto que el aire más frío se sitúa al NE de la misma. Sin embargo, los gradientes de presión no apuntan en esta dirección en ninguno de los niveles atmosféricos. En el nivel de 700 hPa las altas presiones se sitúan al SE y las

bajas al NW; en el nivel de 500 hPa las altas presiones se sitúan al SE y las bajas al NW; en el nivel de 500 hPa las altas presiones se sitúan al SW y las bajas al NE.

En consecuencia, el viento cambia su dirección y su intensidad a lo largo de la vertical, siendo la variación del viento con la altura (V_T) proporcional al gradiente de espesores y dejando los máximos valores a su derecha y los mínimos a su izquierda en el hemisferio Norte. Pero además, el hecho distintivo de estas situaciones es que en ellas el viento no fluye paralelo a las superficies isotermas, sino que las corta, con lo cual atraviesa zonas térmicas diferentes, lo que implica que se producen advecciones de aire frío o caliente de unos lugares a otros.

En el caso representado en la fig. 29 vemos cómo el aire en ambos niveles circula de la zona más cálida a la más fría, con lo cual comporta una advección de calor hacia las zonas situadas al NE de la figura. Estas situaciones de advección de aire cálido se producen siempre que el viento rola en sentido anticiclónico con la altura, como es nuestro caso (obsérvese que V_{500} se ha desplazado anticiclónicamente respecto a V_{700}).

Por el contrario, las advecciones de aire frío se producen cuando los vientos rolan en sentido ciclónico con la altura (fig. 37)

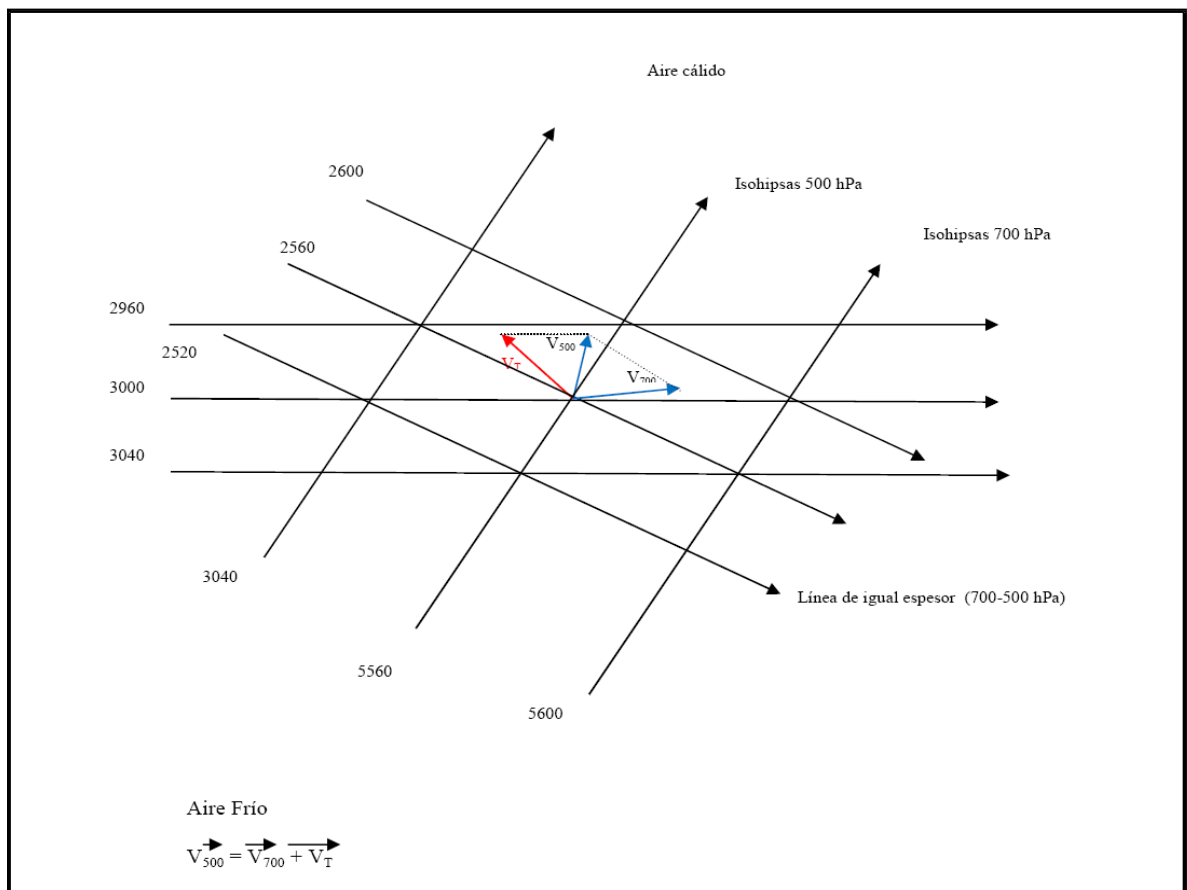


Fig. 37. Advección de aire frío en una atmósfera baroclina
Climatología_J_M_Cuadrat y M_F_pita_pag_251

Estas advecciones de energía asociadas a la atmósfera baroclina pueden llegar a ser muy importantes, desencadenando movimientos verticales del aire (las advecciones de aire cálido, muy ligero, suelen generar movimientos ascensionales del aire, en tanto que las advecciones de aire frío y denso tienden a propiciar movimientos descendentes) y aumentos en los gradientes térmicos horizontales.

Imaginemos una atmósfera baroclina como la representada en la figura 38 y situémonos en los puntos A y B de esa figura. El flujo de viento (que es paralelo a las isohipsas) comporta una advección de aire frío del norte hacia el punto A (el flujo reinante entre las isohipsas z' y $z' - \delta z'$ transportan hasta A aire cuya temperatura es próxima a $T - T$). En el punto B, sin embargo, hay una advección de aire cálido del sur (el flujo reinante entre las isohipsas $z' + 2\delta z'$ y $z' + \delta z'$ lleva hasta B aire cuya temperatura es $T + 2\delta T$).

Como resultado de estas advecciones, las temperaturas de A y B, que eran muy similares en la situación inicial, se van a convertir en mucho más contrastadas. Este aumento del contraste térmico entre A y B puede dar lugar a importantes movimientos verticales en el aire, al desarrollo de frentes y, en suma, a un aumento de la energía potencial del sistema que se liberará como energía cinética de movimiento, pudiendo desarrollarse importantes perturbaciones en la atmósfera.

Así pues, puede concluirse que en general el viento varía con la altura, pero estas variaciones pueden ser de muy diversa índole en función de la estructura térmica y barométrica de la atmósfera en el momento considerado. En ese sentido caben situaciones muy distintas, que oscilan desde el mantenimiento del viento con la altura, hasta su variación en intensidad, pero no en dirección, o su variación en ambas magnitudes.

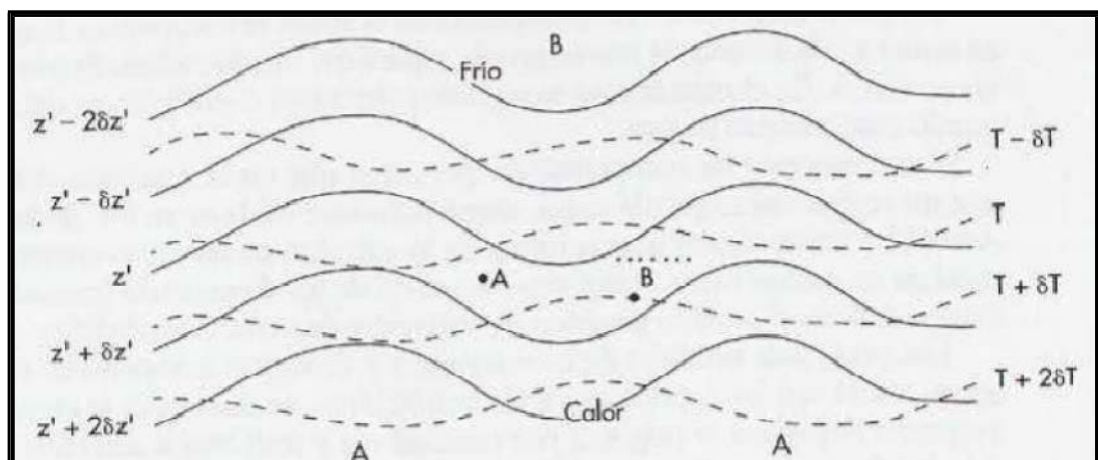


Fig. 38. Esquema de una onda baroclina en el hemisferio Norte vista en plano
Climatología_J_M_Cuadrat y M_F_pita_pag_252

4. CONVERGENCIA ENTRE EL VIENTO Y LOS MOVIMIENTOS VERTICALES DEL AIRE. CONVERGENCIA Y DIVERGENCIA

En la atmósfera todos los movimientos se encuentran conectados y son estrechamente independientes, de forma tal que cualquier movimiento horizontal conduce a un movimiento vertical, y viceversa. Esta interdependencia se atribuye al carácter del fluido incomprensible que el aire presenta dadas las enormes de la atmósfera, y al hecho de que en ésta se verifica la ecuación de la continuidad, según la cual la masa atmosférica debe permanecer constante en los desplazamientos. En consecuencia, si como resultado de un movimiento horizontal el aire tiende a agolparse en un punto determinado del planeta, este aire tenderá a escapar a través de movimientos verticales; por lo mismo, cuando los movimientos horizontales generan un vacío de aire en un punto dado, habría siempre un movimiento vertical que tienda a restaurar el equilibrio.

Estos casos de vacío o agolpamiento de aire en un lugar dado se conocen en meteorología con los términos de divergencia y convergencia. Así, se dice que hay divergencia de aire en un punto cuando en ese punto se registran más salidas que entradas de aire. Por su parte, la convergencia, que no es sino una divergencia negativa, se registra cuando en un punto dado el flujo entrante de aire es superior al flujo de salida. Estos procesos de divergencia y convergencia, que se pueden producir en cualquier nivel atmosférico, se originan básicamente por dos tipos de mecanismos: la disfluencia o confluencia de líneas de flujo hacia un punto dado, o los cambios de velocidad que se registren en estos mismos flujos (fig. 39).

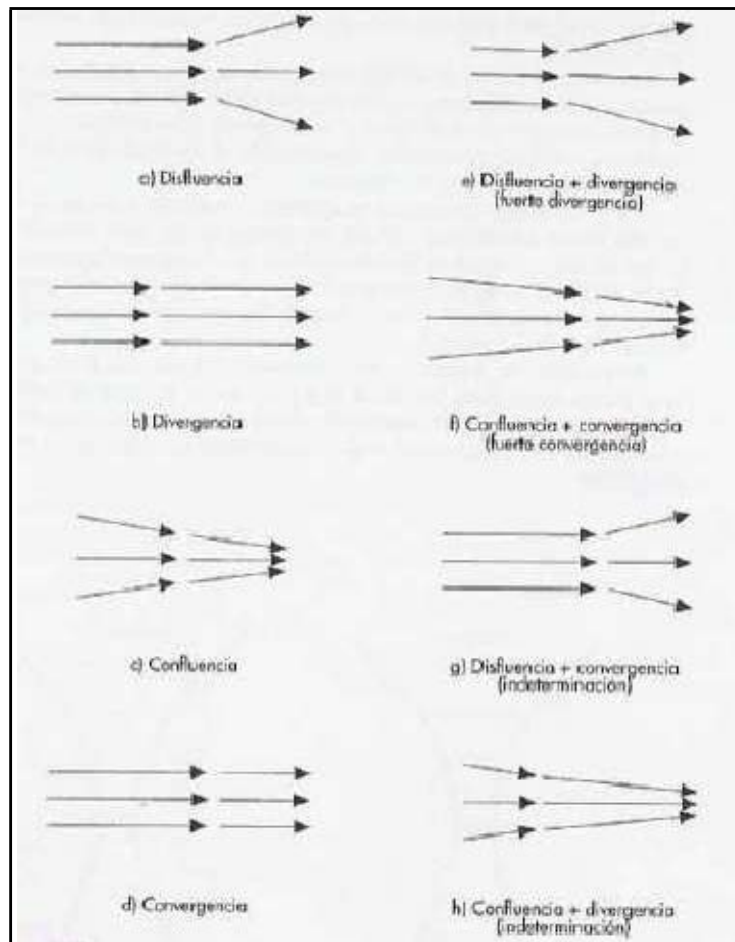


Fig. 39. Situaciones de convergencia y divergencia del aire
Climatología_J_M_Cuadrat y M_F_Pita_pag_253

Efectivamente, la divergencia de aire en un punto se puede producir, bien porque el flujo de viento tienda a escapar de ese punto (a), bien porque el viento se acelere en ese punto manteniéndose ralentizado el que circula detrás (b); en ese caso el aire que circula delante del punto se escapa de éste a gran velocidad y el que circula detrás, mucho más lento, no consigue alcanzarlo, generándose así una pérdida de aire en el punto afectado (este proceso es el que recibe en meteorología el término estricto de divergencia).

La convergencia se genera en las situaciones contrarias, es decir, cuando los flujos de viento confluyen en un punto, o cuando en ese punto se ralentiza la velocidad del aire, con lo cual es él se ve agolpada todo el aire que circula detrás a mayor velocidad (este proceso es el que recibe en meteorología el término estricto de convergencia).

Los casos máximos de divergencia y convergencia se producen, respectivamente, cuando coinciden disfluencia y divergencia o confluencia y convergencia (e y f). Por su parte, la mezcla de disfluencia y convergencia (g) o confluencia y divergencia (h) resultan *a priori* indeterminadas, dependiendo el resultado final de la magnitud que alcancen cada uno de los dos términos.

Los procesos de divergencia en superficie conducen a un vacío de aire en ese nivel que tiende a rellenarse con aire procedente de las capas altas de la atmósfera; se genera así una columna de aire descendente que compensa la pérdida de masa en superficie. Por su parte, la convergencia en el suelo produce un agolpamiento de aire que se resuelve mediante una columna de aire ascendente que escapa hacia los niveles más altos de la atmósfera.

Ahora bien, en el primer caso esto conducirá a su vez a un vacío de aire en altura, y éste se resolverá mediante la génesis de un proceso de convergencia en ese nivel. Por su parte, el aire ascendente desde la convergencia superficial agolpa gran cantidad de aire en las capas altas, el cual genera divergencia en ese nivel (ver fig. 40).

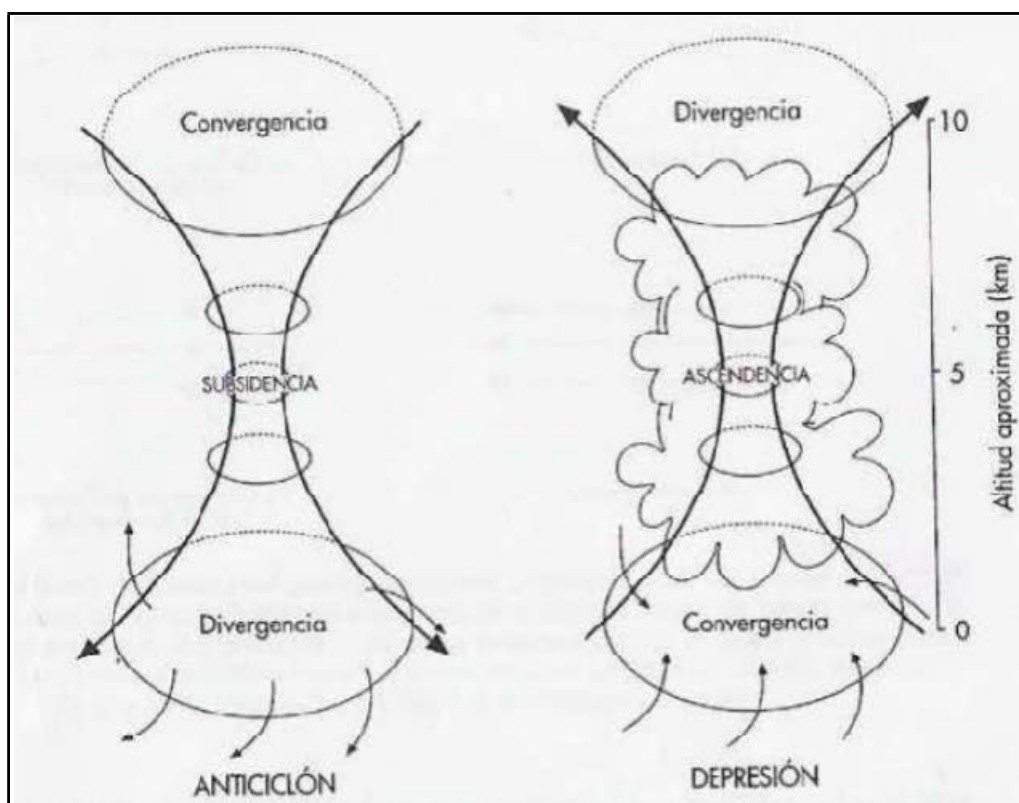


Fig. 40. Convergencia y divergencia en superficie y altura.
Climatología_J_M_Cuadrat y M_F_Pita_pag_254

Así pues, los procesos de divergencia en el suelo se compensan con convergencia en altura y, a la inversa, la convergencia superficial es contrarrestada por una divergencia en altura. En el primer caso se registrará descenso o subsidencia del aire y en el segundo caso ascenso de éste.

Estos procesos de compensación permiten que en el conjunto del volumen del aire no se gane ni se pierda masa, manteniéndose así la ecuación de la continuidad. Además, y como consecuencia lógica de lo anterior, en las capas intermedias de atmósfera en ambos casos se registrarán un nivel de no divergencia (entendiendo aquí la divergencia en el sentido genérico de variación de masa por pérdida o ganancia).

Los casos más notorios de convergencia y divergencia superficial con sus opuestos en altura son las depresiones y los anticiclones, en los cuales la convergencia y divergencia respectiva se originan por confluencia y disfluencia de flujos. En un anticiclón los flujos de viento cortan a las isobaras oblicuamente escapando del núcleo del mismo. Se produce en consecuencia un movimiento de descendencia del aire o subsidencia que tiende a compensar esta divergencia superficial. En altura una convergencia compensa esta divergencia superficial y alimenta el movimiento subsidente. En la depresión sucede todo lo contrario; en superficie el aire converge hacia el núcleo generando un movimiento ascendente del aire que culmina con la divergencia en las capas altas de la atmósfera.

Así pues, los anticiclones van asociados a divergencia de aire superficial y subsidencia, en tanto que las depresiones se asocian a convergencia superficial y ascenso del aire. A su vez, la relación entre estos procesos y la presión es evidente. Los procesos de convergencia y divergencia en el suelo se desarrollan con más lentitud que altura por la ralentización del viento que impone la fuerza de rozamiento. En consecuencia, en el anticiclón tendremos una convergencia en altura que se desarrolla libremente y una divergencia en el suelo ralentizada por el rozamiento; la emisión de aire desde las capas altas de la atmósfera supera a su salida en las capas inferiores, con lo cual el aire se acumula en el suelo y sube la presión. En las depresiones el proceso es similar aunque inverso. La convergencia en el suelo se ve dificultada, en tanto que en la cumbre el aire escapa libremente desde el núcleo de la divergencia; sale más aire desde la cumbre del que entra por la base de la columna y la presión baja.

Así pues, el anticiclón se constituye como una columna de aire descendente en espiral anticiclónica (sentido de las agujas del reloj en el hemisferio Norte), divergente en el suelo y dotada de alta presión. La depresión, por el contrario, se constituye como una columna de aire ascendente en espiral ciclónica (sentido contrario a las agujas del reloj en el hemisferio Norte), convergente en el suelo y dotada de baja presión.

Hay que reseñar, además, que en uno y otro caso estos procesos están estrechamente asociados y son interdependientes. Así, el anticiclón puede generarse en el suelo (por divergencia de flujos, por aumento de la presión asociada a un enfriamiento, etcétera) y ello inmediatamente provocará el sentido de giro anticiclónico en el viento, la columna de aires descendente y la convergencia en altura. Pero también puede generarse a partir de una convergencia de aire en las capas altas de la atmósfera, la cual inmediatamente propiciará la columna descendente de aire, la acumulación de éste en superficie y su divergencia en sentido anticiclónico. Y algo similar puede establecerse para las depresiones.

Por ello se suele establecer una distinción entre los anticiclones y las depresiones generados por mecanismos térmicos (se les suele denominar centros térmicos) y aquellos que responden al movimiento del aire (se les denomina centros dinámicos). Los centros térmicos serían anticiclones fríos y depresiones cálidas porque, en efecto, un enfriamiento del aire en superficie da lugar a un aumento en su densidad que puede traducirse a su vez en un aumento de la presión, del mismo modo que un recalentamiento del aire superficial disminuye su densidad y puede dar lugar a una bajada de presión. Los centros dinámicos serían, por el contrario, aquellos generados por el movimiento del aire (convergencia en altura y descenso de los anticiclones, y divergencia en altura y ascenso en las depresiones) e independientes, por tanto, de la temperatura, pudiendo ser cálidos o fríos indistintamente.

La propia estructura de los anticiclones y las depresiones nos permite explicar las diferencias tan notorias de tiempo que se registran entre uno y otro. En el anticiclón el aire al descender se calienta adiabáticamente, con lo cual se aleja progresivamente del punto de saturación y ello determina la aparición de un tiempo seco, despejado y soleado. La depresión, por el contrario, determina un ascenso del aire que da lugar a un enfriamiento adiabático del mismo. Este enfriamiento puede conducir a la saturación y

condensación del aire, provocando abundante nubosidad e incluso precipitaciones; de ahí que la depresión se asocie a tiempo nublado y lluvioso.

Sin embargo, estos efectos dependen del espesor alcanzado en la atmósfera por el respectivo anticiclón o depresión, siendo fundamental en este sentido la diferencia existente entre los centros fríos y cálidos. Como vimos en el epígrafe anterior, los anticiclones y depresiones peliculares (anticiclones fríos y depresiones cálidas) se invierten rápidamente en altura. En ellos la inversión ya se ha producido normalmente en el nivel 500 hPa, encontrándose el nivel de no divergencia en torno a los 600-700 hPa. Los anticiclones cálidos y las depresiones frías, por el contrario, se mantienen como tales hasta el nivel de la tropopausa. En ellos la inversión y el nivel de no divergencia se sitúa en la estratosfera, con lo cual mantienen una potencia y un espesor mucho más acusado (véase figura 41)

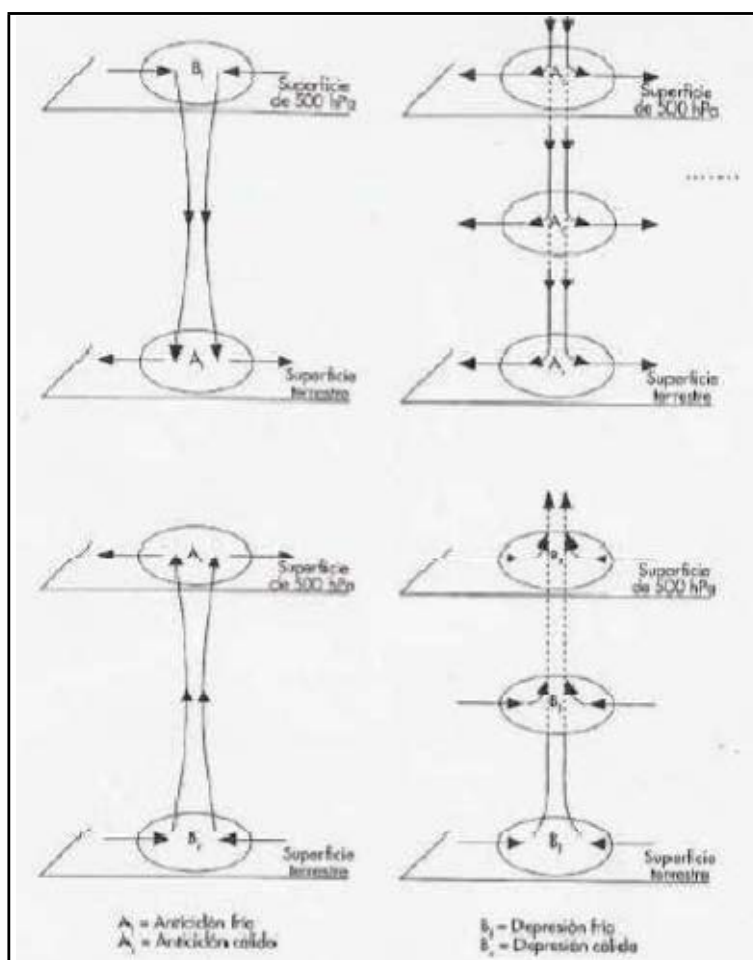


Fig. 41. Estructura vertical de los anticiclones y las depresiones fríos y cálidos
Climatología_J_M_Cuadrat y M_F_Pita_pag_257

Así pues, un anticiclón cálido es una columna descendente de aire en todo el nivel troposférico, con lo cual en él está garantizado el tiempo estable, seco y soleado. En la depresión fría ocurre algo similar; su carácter de columna ascendente de aire hasta los niveles más altos de la troposfera determina que en ella las condensaciones sean un hecho garantizado por poca humedad que contenga aire. En los anticiclones fríos la columna descendente de aire sólo abarca los primeros kilómetros de la atmósfera, registrándose convergencia y ascenso del aire por encima de este nivel. En consecuencia, es posible encontrar en ellos la aparición de nubes altas e incluso de precipitaciones provocadas por el movimiento del aire superior. Las depresiones cálidas, por su parte, al determinar ascensos muy limitados del aire, con frecuencia (sobre todo cuando el aire contiene poco vapor de agua) no dan lugar a los fenómenos de saturación y condensación, con lo cual pueden registrarse cielos despejados en presencia de depresiones de este tipo.

Existe, por último, un tercer tipo de situaciones que se caracterizan por su máxima potencia y es aquella en la cual el anticiclón se acompaña de un enfriamiento superficial. En un anticiclón de este tipo, el gran espesor de la columna de aire descendente se ve reforzado por la presencia de aire frío y muy denso en superficie, lo que inhibe cualquier movimiento ascensional. Además, la estratificación de la atmósfera, con aire cálido en las capas altas y frío en las bajas, favorece la estabilidad. El resultado es un predominio absoluto de la subsidencia y del buen tiempo. En la depresión los ascensos de aires se ven reflejados por la existencia en la base de un aire recalentado y muy ligero, que presenta tendencia a subir y por un gradiente térmico vertical muy inestable como resultado de la superposición de aire frío en las capas altas y cálido en la superficie. En este caso las lluvias y el mal tiempo son un hecho seguro.

5. LA CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA

Como las regiones ecuatoriales reciben más calor solar que las polares, eso determina, en general, el desplazamiento de aire entre las latitudes altas y las bajas. En el ecuador, el aire caliente asciende, y disminuye la presión cerca del suelo, al paso que aumenta por encima de éste. El resultado, pues, es que cerca de la superficie terrestre la presión atmosférica o barométrica es mayor en los polos que en el ecuador, mientras que en las capas de aire más elevadas la situación es inversa. Con el fin de equilibrar esas diferentes presiones, el aire ecuatorial pasa hacia los polos en las regiones altas (vientos contraalisios), mientras que el polar se desplaza hacia el ecuador cerca de la superficie terrestre (vientos alisios).

Pero esta descripción general tiene complicaciones y particularidades, pues el aire ecuatorial calentado que asciende y se desvía hacia los polos, se enfría gradualmente a medida que avanza y desciende a tierra a una latitud aproximada de 30° Norte y Sur. Parte de esa corriente retorna hacia la región de baja presión constante en el ecuador, mientras que el resto sigue su camino hacia el polo, pero a nivel del suelo. Finalmente, ese aire enfriado, que llega hasta los límites del polo, se encuentra con otro más denso, que se separa del polo hasta una latitud de 60°, y se eleva sobre el mismo.

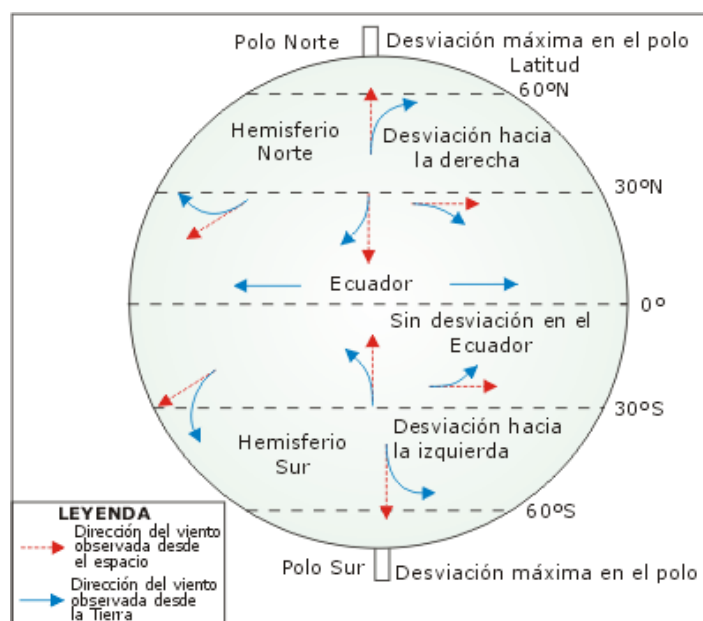


Fig. 42. Esquema del sistema general de vientos

Este proceso nos indica que, además de la región de bajas presión existente en el ecuador y de elevada presión de los polos, hay círculos de presión intermedia: uno, de alta presión, alrededor de la latitud de 30°, determinado por el aire descendente; y otro, de baja presión, alrededor de la latitud de 60° (fig. 39)

Si no fuese por el movimiento de rotación de la Tierra, los vientos superficiales producidos por la circulación general soplarían hacia el Norte o hacia el Sur. Pero no ocurre así debido a que las distintas partes del Globo giran a diferentes velocidades. Como la circunferencia ecuatorial es de 40076 km, un punto situado sobre la misma recorrerá esa distancia en 24 horas, o sea, que completará una revolución, lo que da una velocidad de más de 1600 km/h. Pero como el diámetro se va reduciendo con la latitud, hasta no existir en los polos, la distancia que debe recorrer un punto para completar una revolución en 24 horas disminuye hacia los polos, por lo que la superficie terrestre se desplazará más lentamente.

El efecto de la rotación de nuestro planeta, que gira sobre su eje de Oeste a Este, se llama fuerza de Coriolis, y hace que los vientos se desvíen o desplacen hacia su derecha en el hemisferio Norte, y hacia su izquierda en el hemisferio Sur.

La fuerza de Coriolis desempeña un papel primordial en la determinación de la dirección del movimiento del aire en las grandes masas de rotación de la atmósfera, por lo que rige la circulación de los ciclones, anticiclones y huracanes tropicales. La magnitud de esa fuerza es cero en el ecuador y alcanza su máximo valor en los polos, donde su magnitud es igual al doble producto de la velocidad del viento por la velocidad angular de la Tierra.

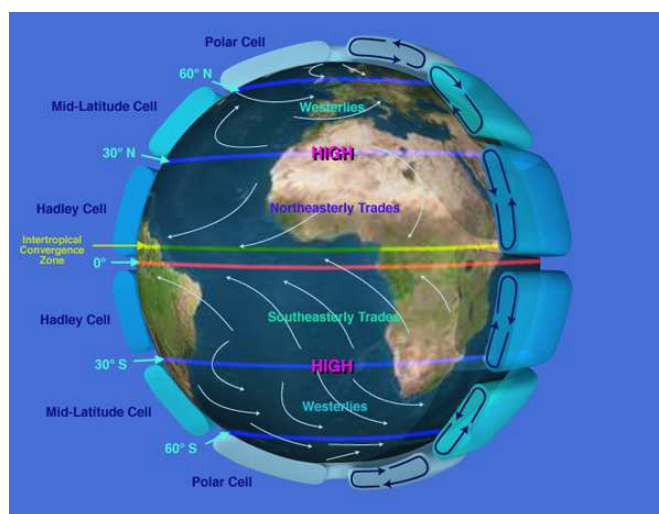


Fig. 43. Las zonas depresionarias y anticiclónicas se intercalan con otras de vientos dominantes
<http://es.wikipedia.org/wiki/Viento>

5.1. OSCILACIÓN DEL SISTEMA GENERAL

Otro factor que complica el sistema general de vientos está ligado con la sucesión de las estaciones. La inclinación del eje de la Tierra y del movimiento de traslación en torno al Sol, la perpendicularidad de los rayos solares varía constantemente de latitud; a veces están al Norte del ecuador, y otras al Sur. Esto hace que el centro del sistema general de vientos cambie de acuerdo con la perpendicularidad del Sol.



Fig. 44. La Tierra del ecuador se calienta mas por la acción solar que la de los polos
<http://cienciasnaturalesmonicadiaz.blogspot.com.es/>

Cuando la luz baña verticalmente el ecuador, el sistema general se halla en el centro del globo terráqueo, pero cuando lo hace al Sur del ecuador, cosa que ocurre en enero, ésta es la zona que recibe más luz y calor por unidad de superficie. Este cambio da lugar a que el aire caliente ascendente que se encuentra en el centro del sistema de vientos también esté allí, por lo que todo el sistema gira hacia el Sur. Por el contrario, cuando los rayos solares caen perpendicularmente al norte del ecuador, lo que sucede es julio, el centro del sistema general se desplaza hacia el Norte.

Esta oscilación del centro del sistema hace que determinadas partes de la Tierra no tengan las mismas tendencias generales de vientos durante todo el año. Los vientos que obedecen a las reglas de este sistema general o planetario se denominan *constantes o regulares*.

5.2. VIENTOS CONSTANTES O REGULARES

Entre estos vientos, los más importantes, por su influencia en la navegación a vela, son los *alisios*, que soplan del Nordeste a Sudoestes en el hemisferio boreal, y del Sudoeste a Nordeste en el austral, llevando a las regiones ecuatoriales grandes masas de aire frío, en sustitución del que ese llevan los *contraalisios*, que viajan a gran altura, en sentido contrario, en dirección a los polos.

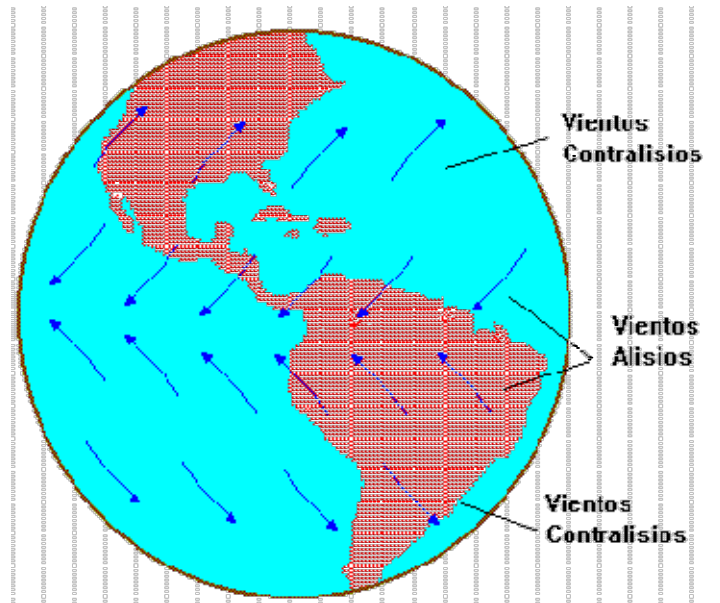


Fig. 45. Vientos Alisios y Contralisios
<http://gfrojas.blogspot.com.es/>

Los alisios boreales y australes se hallan separados por una faja de baja presión conocida como zona de *calmas ecuatoriales* o *calmas chicas* de los marinos, y fue donde las carabelas de Cristóbal Colón permanecieron tantas semanas antes de llegar a América. Esta zona, en donde convergen los alisios, produciendo brisas y calmas, y que era evitada por los barcos a vela en todo lo posible, pues se exponían a pasar muchos días sin avanzar por falta de viento, no se encuentra exactamente en el ecuador, sino algo al norte del mismo.

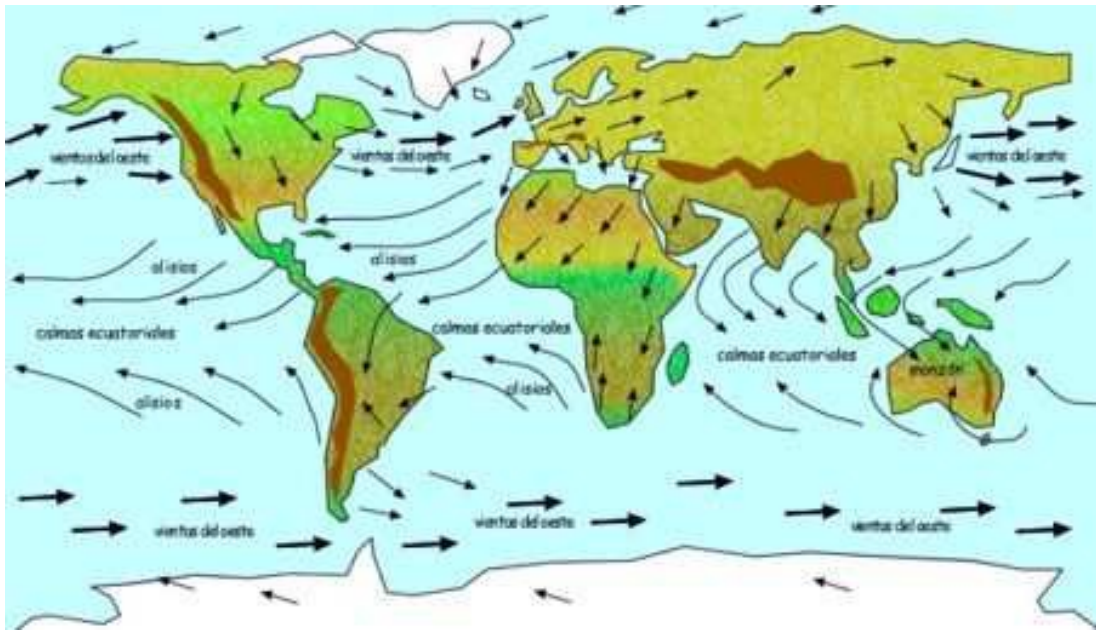


Fig. 46. Uno de los vientos más importantes de nuestro planeta y debe su existencia al calor ecuatorial. Son esenciales para la navegación de altura y permiten cruzar el Atlántico y el Pacífico a vela, soplando tanto en el mar como en la tierra. <http://www.teinteresasaber.com/>

Los círculos subtropicales de alta presión, alrededor de la latitud 30° Norte y Sur, son regiones de calmas y brisas variables. Más allá de esas latitudes subtropicales, en ambos hemisferios, se halla un círculo de vientos conocidos como *prevalentes del Oeste*. En el hemisferio boreal soplan del Sudeste y en el hemisferio austral del Noroeste. Estos vientos no son tan constantes como los alisios, especialmente en el hemisferio boreal, debido a la interminable aparición de depresiones y anticiclones. Estos vientos son más pronunciados en el hemisferio austral, donde son menos interrumpidos por las masa continentales.

A diferencia de los alisios, que son vientos constantes, regulares y suaves, hay otros que se producen y cambian periódicamente de sentido, manifestándose, con motivo de cada inversión, en forma más violenta y tormentosa. Se les considera como factores perturbadores del sistema general o planetario. Son las *brisas* y los *monzones*, que se conocen como *vientos periódicos*.

5.3. VIENTOS PERIÓDICOS

Por efecto de la variación diaria semidiurna de la diferencia de temperatura entre las masa de tierra y de mar contiguas, se originan las *brisas*. El mar se calienta más

lentamente que la tierra, pero, en cambio, retiene el calor durante más tiempo. Esto origina que durante el día el aire que está encima del suelo se caldee más rápidamente que el que se halla sobre la mar, elevándose, por lo que una masa de aire más frío avanza desde la zona líquida para ocupar el sitio dejado por la masa ascendente. Esta corriente diurna de aire fresco se denomina *brisa marina* o *virazón*.

Durante la noche, la corriente de aire se invierte, ya que la tierra se enfría más rápidamente que el agua. Entonces se llama *brisa de tierra* o *terral* al aire frío que se dirige hacia la mar. Estas dos formas de brisa están particularmente marcadas en las zonas tropicales.



Fig. 47. Proceso de formación de la brisa marina

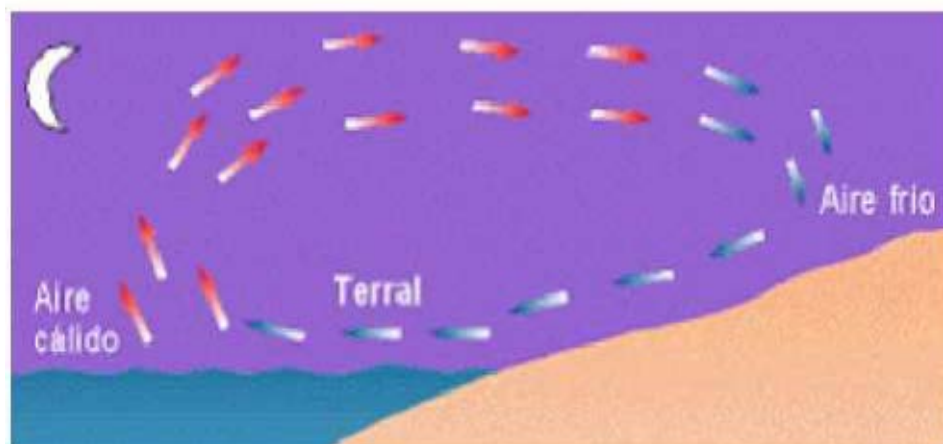


Fig. 48. Proceso de formación de la brisa terrestre

A escala continental, el proceso que da lugar a las brisas produce los *monzones*, en los que la dirección del viento varía de una estación a otra, en vez del día a la noche, pues

su origen obedece a la desigual temperatura del suelo y la mar en las dos estaciones extremas del año. Durante el verano, la tierra está más caliente que la mar, y sobre ella se forman las grandes corrientes ascendentes de aire, mientras que en invierno la temperatura de la masa líquida es más elevada. Así, en el estío el viento se dirige de la mar al continente, y en la época invernal lo hace de tierra a la mar. *Los monzones*, que también están influenciados por la fuerza de Coriolis, soplan seis meses en una dirección y otros seis en la opuesta.

Casi todos los grandes continentes tienen tendencias monzónicas, pero éstas revisten primordial importancia en las zonas subtropicales, desde el Océano Índico septentrional hasta el mar de China, aunque, por ejemplo, las Islas Canarias y el Océano Pacífico tienen sus monzones particulares.

5.4. EFECTO DE LOS MONZONES

El primer efecto de estos vientos es que determinan el *clima cálido monzónico*, con verano lluvioso e invierno casi seco. Como ejemplo particular se puede citar a la India, que en la larga estación invernal es mucho más fría que el Océano Índico, a causa de las altas mesetas del Yunnan, el Tibet y el Pamir, que son territorios situados hacia zonas septentrionales. Esto da lugar a que la India se constituya en un centro de sobrepresión (altas presiones), mientras que el Océano Índico lo es de depresión (baja presión). El resultado es que el viento fluye de Norte a Sur, o más exactamente, de Nordeste a Sudoeste por la fuerza de Coriolis. Este es el *monzón de invierno*, frío y seco, pues el aire no llega a conseguir el punto de rocío a causa de la poca humedad que lleva.

A finales de marzo y principios de Abril cambia la situación. El suelo de la India se calienta más que la superficie oceánica. La depresión barométrica se centra entonces sobre la tierra y provoca un movimiento de atracción de aire, por lo cual se desencadena un viento muy fuerte que, siempre desviado por el efecto de la rotación terrestre, sopla de Sudoeste a Nordeste. Este viento reemplaza a los alisios boreales y se combina con los australes, lo que en parte explica su violencia, mucho mayor que la del *monzón de invierno*. Como este viento que llega a la India es cálido, ya que procede del ecuador, y muy húmedo, pues está cargado por el vapor de las aguas oceánicas, lleva consigo lluvias abundantes, al alcanzar el punto de rocío fácilmente así llega a zonas menos cálidas. *El monzón de verano* es, por tanto, cálido y lluvioso.

Este mecanismo hace, y en especial por su situación geográfica y altitud, que la India sea un elocuente ejemplo de la influencia de los factores meteorológicos sobre la existencia humana, animal y vegetal. Durante un período de seis meses, el viento del Nordeste seca la tierra, detiene los cultivos, y hace enflaquecer a los animales y personas, provocando hambre y privaciones sin igual. Luego, durante los otros seis meses, el viento del Sudoeste lleva a la India la lluvia que, aunque provoca riadas e inundaciones catastróficas sin par, permiten que proliferen los sembrados, que el ganado engorde y que el hombre recupere fuerzas para resistir el monzón de invierno que, implacable, se abatirá sobre la tierra de nuevo.

Este mismo régimen de vientos monzónicos impera en el resto de Asia Meridional y del Sudeste.

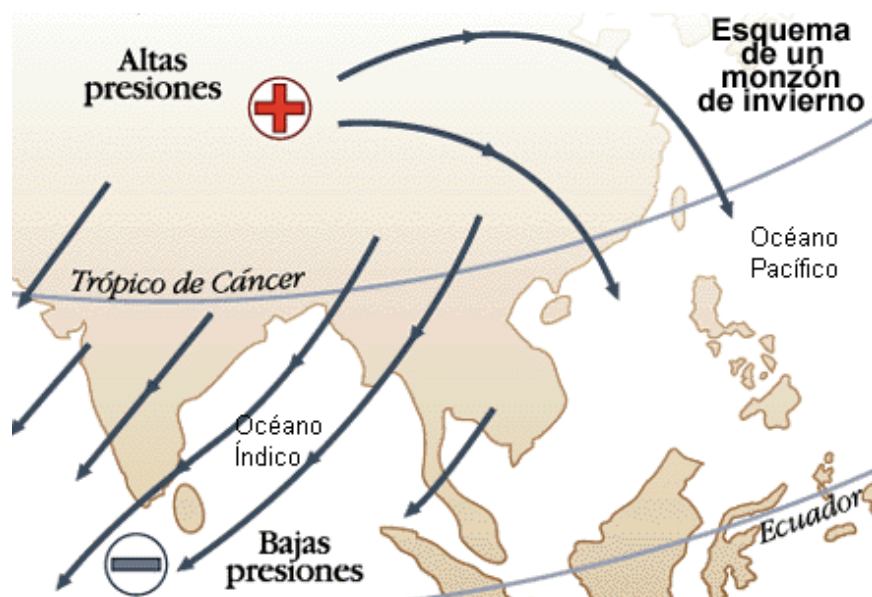


Fig. 49. Esquema de un monzón de invierno. Los vientos monzones de verano soplan en la dirección contraria a la del esquema. Los monzones de verano originan abundantes precipitaciones a su paso sobre el continente (época de lluvias).
teleformacion.edu.aytolacoruna.es

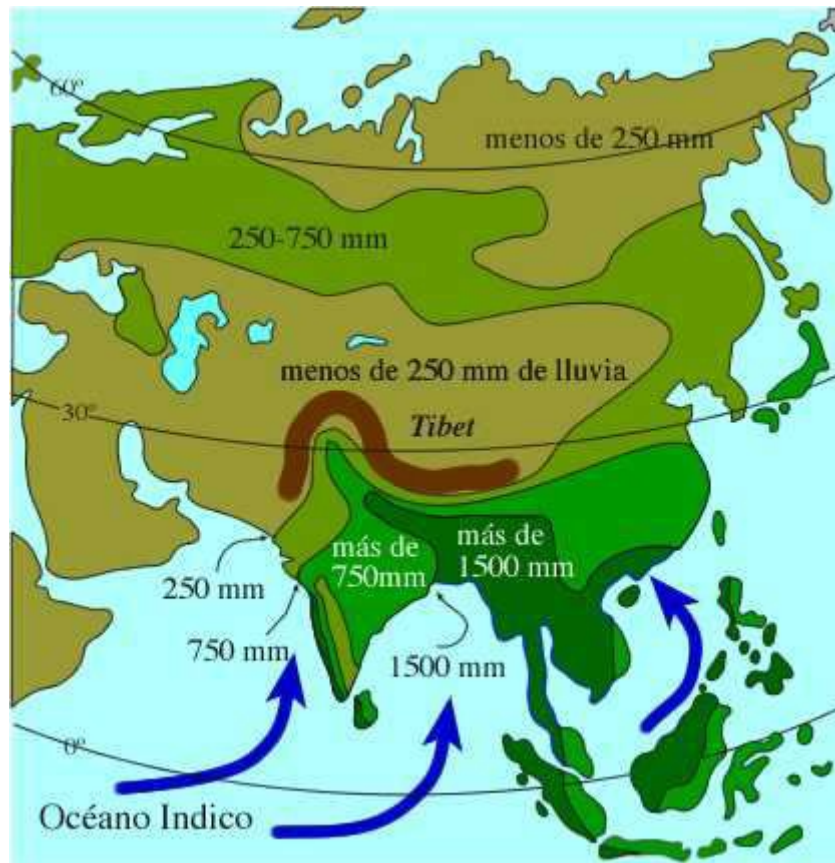


Fig. 50. Lluvias que produce el monzón
<http://www.fondear.org/infonautic/mar/Meteo/Monzones/Monzones.htm>

5.5. LAS CORRIENTES DE CHORRO

Durante la Segunda Guerra Mundial, a raíz del incremento de la Aviación, los pilotos militares dieron las primeras noticias fidedignas de la existencia de “chorros” o “ríos” de aire a grandes altitudes. Estas noticias no vinieron sino a confirmar la presencia de unas corrientes aéreas que habían sido sospechadas en los años 30, y aún antes, al comprobarse que globos sonda soltados en determinados lugares aparecían en otros puntos muy lejanos a las pocas horas, por lo que debían moverse a velocidades de 250 a 300 km/hora. Estos hechos sólo podían explicarse por la acción de fuertes corrientes en chorro de la circulación general.

Fue en 1946 cuando la Universidad de Chicago estableció claramente la existencia de dos corrientes en chorro, al representada por primera vez secuencias de mapas del aire superior que cubrían el hemisferio boreal totalmente. A esos “ríos”, claramente definidos en la parte alta de la atmósfera, y que fluyen a grandes velocidades, se les dio el nombre de *jet stream*, que en español es *corrientes en chorro*. Hoy día, pese a las muchas

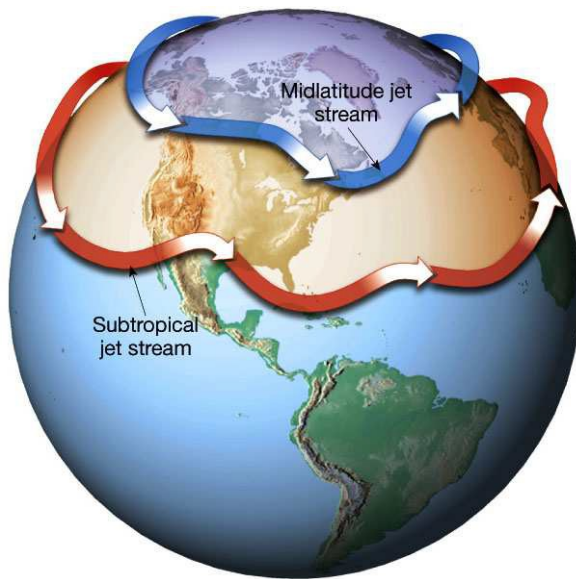
investigaciones realizadas, no se ha establecido claramente la influencia de esas corrientes dentro de la circulación planetaria y los cambios climáticos. Es su centro, el aire se traslada a una velocidad comprendida entre 160 y 320 kilómetros/hora.

Hay dos tipos de corrientes en chorro: la subtropical y la circumpolar. La primera se forma en las zonas superiores de la circulación del viento, entre 9000 y 12000 metros de altitud, es decir, aproximadamente en los límites superiores de la troposfera. El aire, calentado por el Sol, se eleva hasta la *tropopausa*, en corrientes de convección. Éstas se trasladan por debajo de la tropopausa tropical, hasta que alcanzan latitudes entres 30° y 35° al Norte y Sur del ecuador, o sea las latitudes de calma. En esa latitud, la *tropopausa tropical*, se sobrepone a la *tropopausa polar*, a distintos niveles, parte de la corriente se transforma, entonces, en corrientes en chorro, que circulan siguiendo muy sensiblemente la línea del paralelo.

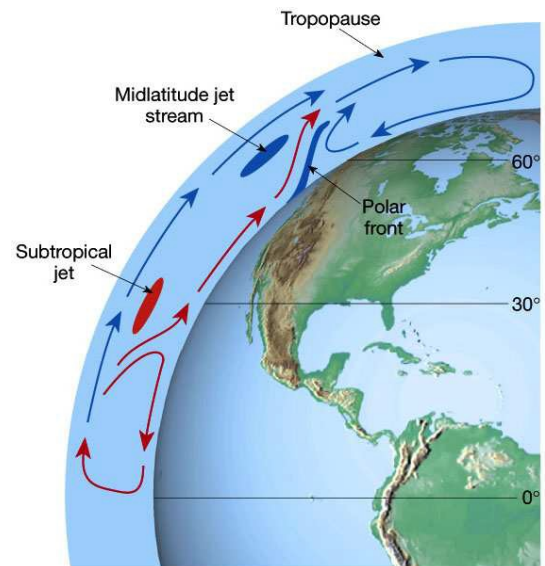
La *corriente circumpolar* del Oeste es más compleja e irregular. También se origina donde se sobreponen las tropopausas. Esto tiene lugar sobre las regiones templadas, donde el tiempo está cambiando continuamente a causa de las sucesivas depresiones, los anticiclones y los frentes fríos y cálidos. Su altitud es de unos 5400 metros y la corriente es sinuosa y estrecha, con velocidad variable en sus distintas partes.

Como el sistema de corrientes de convección cambia de intensidad con las estaciones, al Norte y al Sur del ecuador, también varía, por consiguiente, la posición de las corrientes en chorro.

Aunque no se ha establecido una relación exacta entre la presencia de esas corriente en la troposfera y el estado del tiempo, lo cierto es que se ha comprobado que las mismas proceden, normalmente, a la formación de una zona de altas presiones, por lo que constituyen un dato más a tener en cuenta al ahora de hacer pronósticos del tiempo a gran escala.



<http://morato2a.blogspot.com.es/>



<http://profeblog.es/blog/joseluis/tag/corriente-en-chorro/>



http://es.wikipedia.org/wiki/Corriente_en_chorro

Fig. 51. Corrientes en chorro

6. EL VIENTO SOBRE LA SUPERFICIE DEL AGUA

La acción inicial del viento sobre la superficie del agua produce las llamadas *ondas capilares*, cuya longitud de onda es menor a 1,73 cm; la fuerza que trata de restaurar en ellas el equilibrio es la cohesión de sus moléculas individuales. La importancia de las ondas capilares radica en que inician el proceso de transferencia de la energía del aire al agua. La mayoría de las olas generadas por viento se conocen como *ondas de gravedad*, porque la gravedad es la fuerza que intenta restaurar el equilibrio. El viento juega un papel de suma importancia en el ambiente marino y es la causa principal del desarrollo de las olas. Las olas, que no son sino la respuesta del agua a la acción del viento, suelen tener el mayor impacto sobre las estructuras en las zonas costeras, los buques, las embarcaciones pequeñas y las personas que participan en actividades acuáticas recreativas. Los análisis y pronósticos precisos de los vientos marinos pueden significar la diferencia entre un buen o mal pronóstico de oleaje.

6.1 ANATOMÍA DE LA OLA

La *cresta* es el punto más alto de la ola. El *valle* de una ola es su punto más bajo. La *altura* de la ola es la distancia vertical entre la cresta y el valle. La *amplitud* de una ola se define como el desplazamiento del agua a partir de su estado de reposo. La amplitud de la ola corresponde siempre a la mitad de la altura de la ola (al menos en una ola simétrica).

La *longitud de onda* es la distancia entre una cresta y otra o entre un valle y otro. Aunque en realidad se trata de la distancia entre dos puntos idénticos a lo largo de una ola, es más fácil concebir o medir la longitud de onda en términos de la distancia entre dos crestas adyacentes.

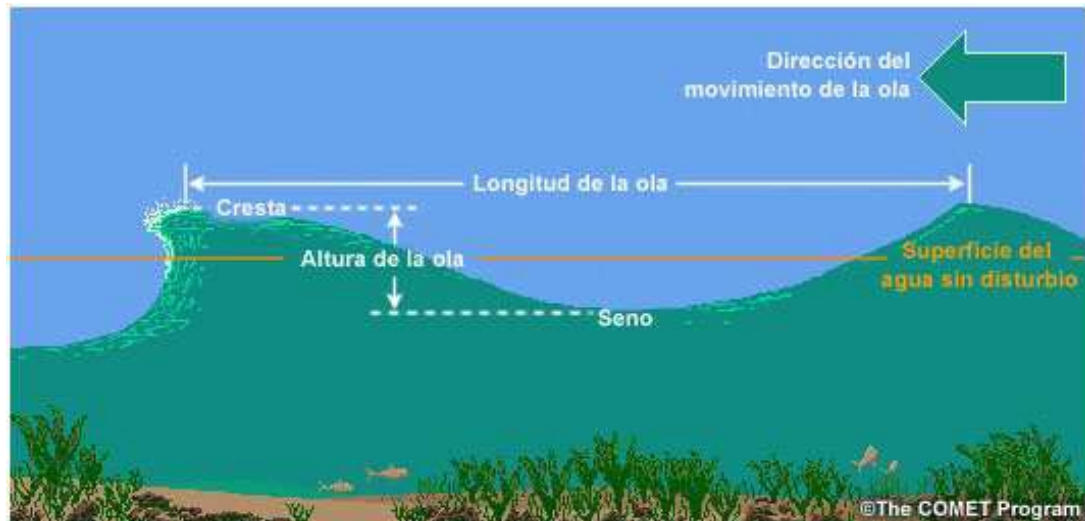


Fig. 52. La anatomía de una ola
<https://www.meted.ucar.edu>

La *pendiente* (S) de una ola se define como la altura (H) de la ola dividida por la longitud de onda (L), es decir: $S = H/L$. Por consiguiente, si la longitud de onda de una ola disminuye pero su altura se mantiene constante, su pendiente aumenta.

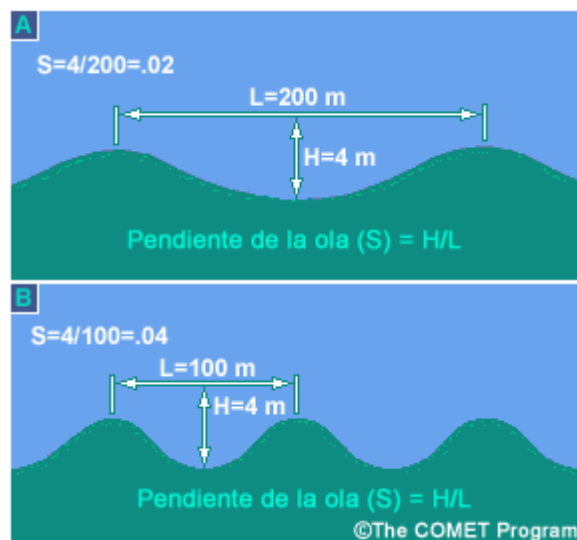


Fig. 53. La pendiente de una ola
<https://www.meted.ucar.edu>

La pendiente de una ola en aguas profundas no puede exceder aproximadamente $1/7$ ($S=H/L$). Cuando la pendiente excede ese límite, la ola empieza a romper y su cresta se corona de espuma. Esto significa que a medida que la pendiente aumenta, la cresta alcanza

un ángulo de 120 grados y deja de ser redondeada, y la ola adquiere una forma trocoidal. En 1880, G. G. Stokes planteó la teoría de que $1/7$ es el valor umbral de pendiente para que una ola rompa, y las observaciones actuales respaldan su teoría. Esta regla limita el ángulo de inclinación del agua desde la horizontal a aproximadamente 30 grados.

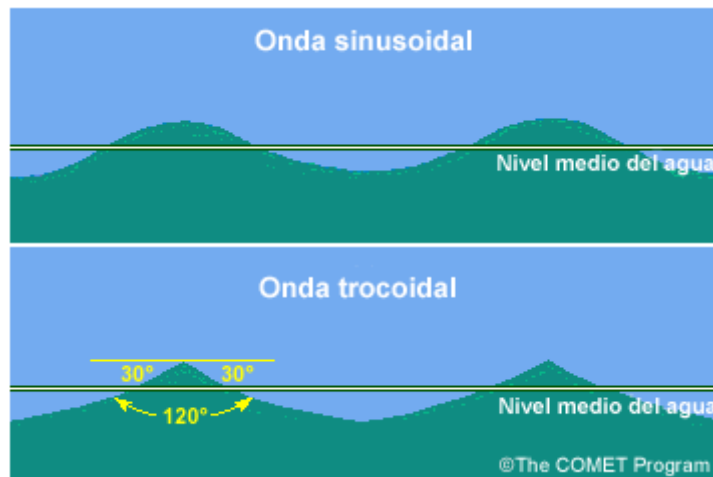


Fig. 54. Onda sinusoidal y trocoidal
<https://www.meted.ucar.edu>

El *período de una ola* se define como el tiempo que tardan dos crestas o valles sucesivos en pasar por un punto fijo. En realidad, el período de una ola se compone de un espectro de períodos que están comprendidos en un período de ola promedio. Encontrará más información sobre el concepto de espectro de olas en la sección

6.1.1. CRECIMIENTO DE LAS OLAS

Existen tres factores básicos que contribuyen al crecimiento de las olas:

velocidad del viento

fetch o alcance del viento que define la zona de generación de olas

duración del viento

El alcance de la zona de generación de olas es la distancia a lo largo de la cual el viento sopla en una dirección y con una velocidad constante. La duración es la cantidad de tiempo que el viento afecta el área.

Los nomogramas de análisis y pronóstico de oleaje ilustran cuantitativamente la relación entre la velocidad del viento, la duración del viento, el alcance del viento y el crecimiento de las olas. La velocidad del viento se representa en el eje y de la gráfica mientras su alcance se traza sobre el eje x . Las líneas trazadas en el nomograma representan la duración del viento, la altura de las olas y el período de las olas.

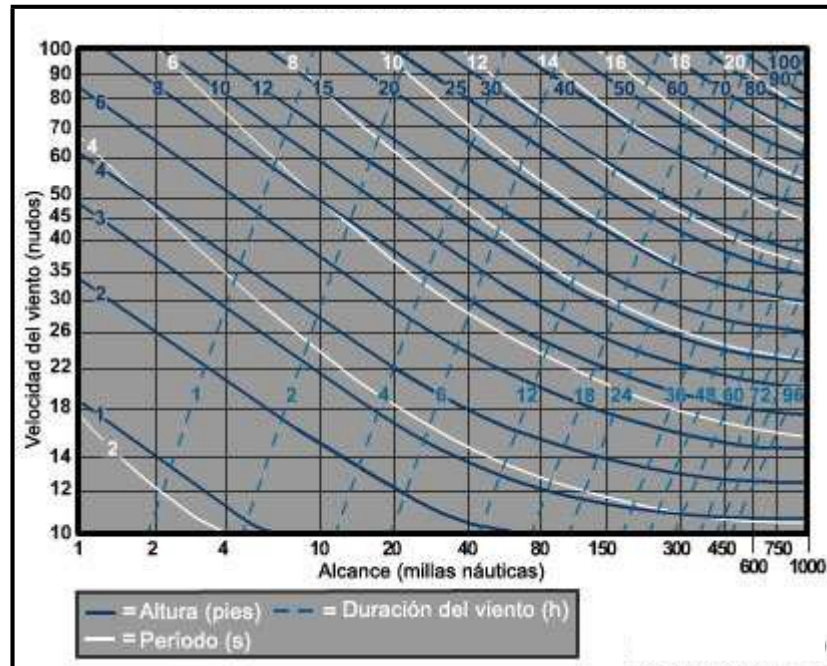


Fig. 55. Análisis de oleaje y nomograma de pronóstico
<https://www.meted.ucar.edu>

6.2. VELOCIDAD DEL VIENTO

6.2.1 FORMACIÓN DE LAS OLAS POR EL VIENTO

Una onda capilar tiene una longitud de onda menor que aproximadamente 1,7 centímetros. Aunque desconocemos el proceso exacto por el cual el viento crea una onda capilar inicial sobre una superficie de agua lisa, se reconocen ampliamente dos mecanismos cuya acción hace crecer las olas una vez que sobrepasen su tamaño capilar. Uno de dichos mecanismos es la resistencia de forma y el otro la resistencia por fricción (o rozamiento). Una vez que la ola se forma, el viento sigue contribuyendo a su crecimiento. Observe en el gráfico siguiente el remolino de aire que se ha formado a sotavento de la ola. Se produce resistencia de forma cuando este remolino crea una baja presión a sotavento que permite que la altura del borde de la cresta aumente. A barlovento de la zona de avance

de la ola se produce resistencia por fricción debido a la creación de una alta presión local. En resumen, el borde delantero de la cresta de la ola se levanta a la vez que el borde delantero del seno es apretado hacia abajo, con el resultado neto de que la ola aumenta de tamaño.

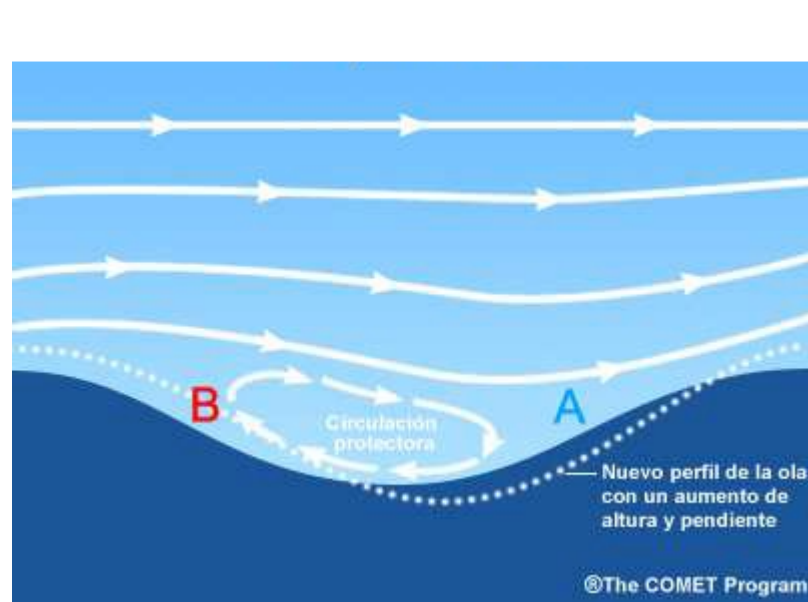


Fig. 56. Efecto protector de la ola
<https://www.meted.ucar.edu>

6.2.2 LIMITACIONES DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO

6.2.2.1 LIMITACIONES DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO (1 DE 4): VELOCIDAD DEL VIENTO Y VELOCIDAD Y CRECIMIENTO DE LAS OLAS

Cuando la velocidad del viento iguala la velocidad de la ola, desaparecen las fuerzas que empujan hacia abajo a barlovento de la cresta y hacia arriba a sotavento de la cresta. Básicamente, la ola no crece si la velocidad del viento es menor o igual a la velocidad de la ola.

6.2.2.2 LIMITACIONES DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO (2 DE 4): ECUACIÓN SIMPLIFICADA DE LA VELOCIDAD DE LAS OLAS EN AGUAS PROFUNDAS

La velocidad de las olas en aguas profundas se puede simplificar en términos de la longitud de onda (L). Puesto que no es fácil medir la longitud de una onda con boyas, utilizamos la ecuación general de la velocidad de las olas para sustituir la longitud de onda por el período, cuyo valor se mide y distribuye regularmente.

Simplificando la ecuación observamos que la velocidad de una ola en aguas profundas es igual al período multiplicado por 1,56 metros por segundo al cuadrado. Si convertimos la constante a nudos (para expresar la velocidad de las olas en las mismas unidades que la velocidad del viento), vemos que la velocidad de las olas equivale aproximadamente a tres veces su período.

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}} = 2.26 \sqrt{L} = 3.02 T$$

6.2.2.3 LIMITACIONES DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO (3 DE 4): DURACIÓN Y VELOCIDAD DEL VIENTO

Este cuadro muestra algunos ejemplos de la velocidad de las olas en función del período dado un valor constante de velocidad del viento. Si la velocidad del viento aumenta se necesita una mayor duración para que la velocidad de las olas iguale la velocidad del viento.

Período de la ola (s)	Velocidad de la ola (nudos)	Duración con una velocidad del viento de 12 nudos (h)	Duración con una velocidad del viento de 30 nudos (h)
2	6	< 1	< 1
4	12	3	1.25
6	18	15	5
8	24	96	18
10	30	> 96	60

©The COMET Program

6.2.3 VARIACIONES EN LA VELOCIDAD DEL VIENTO

6.2.3.1 VARIACIONES EN LA VELOCIDAD DEL VIENTO: CAMBIOS EN LA VELOCIDAD DEL VIENTO

Las olas están constantemente entrando y saliendo de las áreas donde se generan. Si una ola se mueve a un área donde la velocidad del viento es menor que la velocidad de la ola, el viento no ejercerá efecto alguno sobre ella. Pero si la ola pasa a un área donde la velocidad del viento es mayor que la velocidad de la ola, ésta aumentará de tamaño.

Observe en el nomograma siguiente lo que sucede cuando el viento sopla a 15 nudos durante 24 horas sobre una determinada región de generación de las olas. La intersección de la línea de 24 horas con la de 15 nudos muestra una ola de 4,5 pies (1,37 m) de altura que tiene un período de 5 segundos. Utilizando la ecuación simplificada de la velocidad de las olas en aguas profundas $C=3T$, un período de 5 segundos produce una ola con una velocidad aproximada de 15 nudos, lo cual equivale a la velocidad del viento. Veamos qué ocurre si esta ola pasa a un área donde el viento sopla a 25 nudos durante otras 24 horas. Se sigue la línea de la altura de la ola hasta alcanzar la línea de la velocidad del viento de 25 nudos. Luego se sigue la línea de 25 nudos por 24 horas. En este caso, el punto inicial está cercano a la línea de 3,5 horas de duración. Se suma 24 horas a ese período de 3,5 horas para obtener la duración final de aproximadamente 28 horas. El nomograma demuestra que incrementar la velocidad del viento a 25 nudos durante 24 horas produce un aumento de aproximadamente 11 pies (3,35 m) en la altura de la ola. La reducción de la velocidad del viento no produce ningún efecto sobre las olas creadas en la región de generación inicial. Si estas olas se mueven a un área donde la velocidad del viento es menor a 15 nudos, seguirán teniendo una altura de 4,5 pies (1,37 m), pero se considerarán como oleaje, ya que han salido del área de generación original.

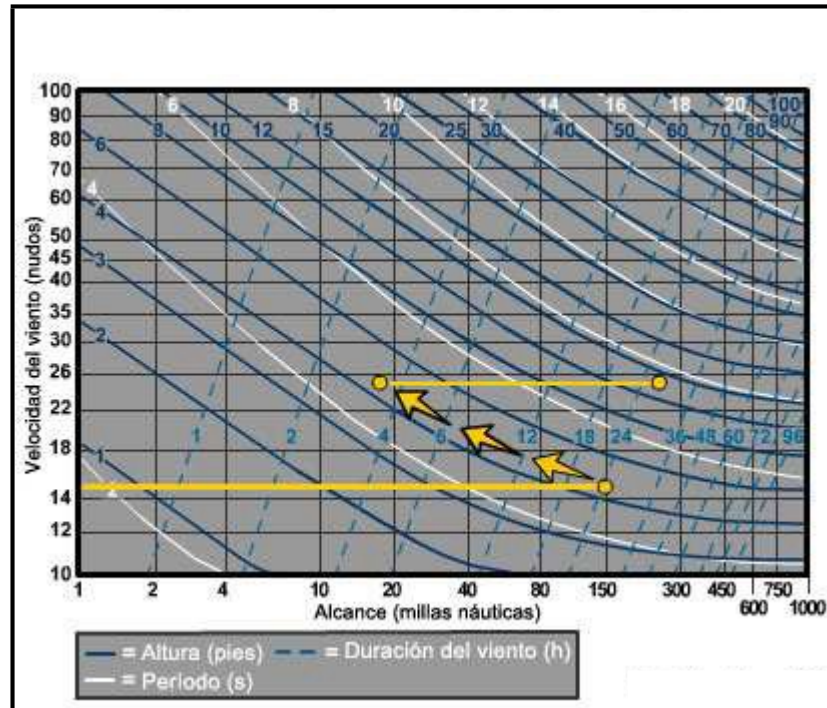


Fig. 57. Monograma de generación de las olas por el viento. Cambio en la velocidad del viento
<https://www.meted.ucar.edu>

6.3. ALCANCE DEL VIENTO

El alcance del viento, que a veces también se denomina *fetch* y define la zona de generación de las olas, es la distancia a lo largo de la cual el viento sopla en una dirección y con una velocidad constante. Si la velocidad o dirección del viento cambia de manera significativa, se vuelve necesario definir otra zona de alcance del viento. Es importante comprender que ya puede existir algún tipo de ola en la nueva zona de alcance. Podemos usar un nomograma de olas o algún otro tipo de herramienta para determinar la máxima altura que las olas pueden alcanzar en la nueva zona de alcance del viento, pero el momento en que ese máximo ocurrirá depende de la altura de las olas que entran en dicha nueva zona.

Comprender cómo cambia el alcance del viento y que pueden existir varias zonas de generación de las olas diferentes puede ayudarnos a confirmar si los análisis y pronósticos de los modelos numéricos de olas son correctos.

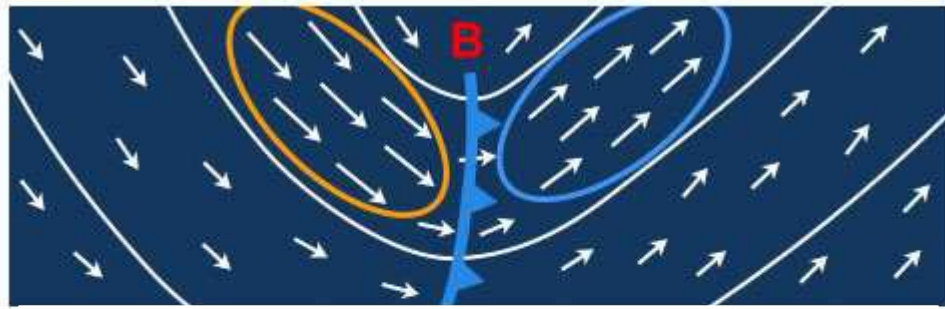


Fig. 58. Zona de alcance definida por el cambio de la dirección del viento

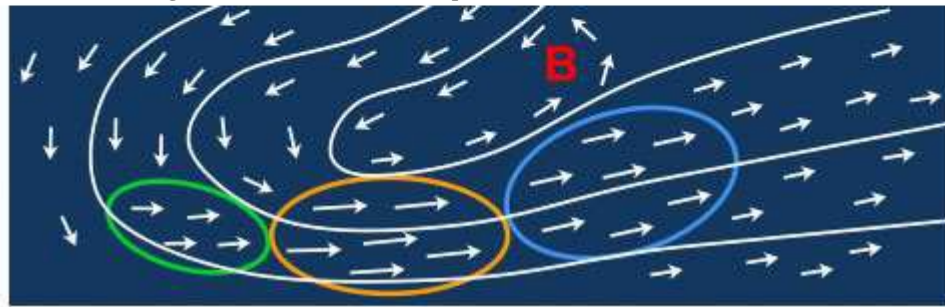


Fig. 59. Zona de alcance definida por el cambio de la velocidad del viento
<https://www.meted.ucar.edu>

6.3.1 FRONTERAS DE LA ZONA DE ALCANCE

En este ejemplo de los vientos superficiales sobre el Golfo de Alaska se observan varias zonas de alcance del viento. Los óvalos denotan sólo algunas de las zonas de alcance del viento que se pueden considerar. Al evaluar las zonas de alcance, sólo es preciso fijarse en las que propagarán olas hacia el área del pronóstico. No existe un criterio fijo para determinar las fronteras exactas de una zona de alcance del viento, ya que en mar abierto pueden producirse cambios bastantes sutiles en la velocidad y dirección del viento. Lo que sí cabe recordar es que una vez que la velocidad del viento disminuye o empieza a cambiar su dirección, la ola deja de crecer.

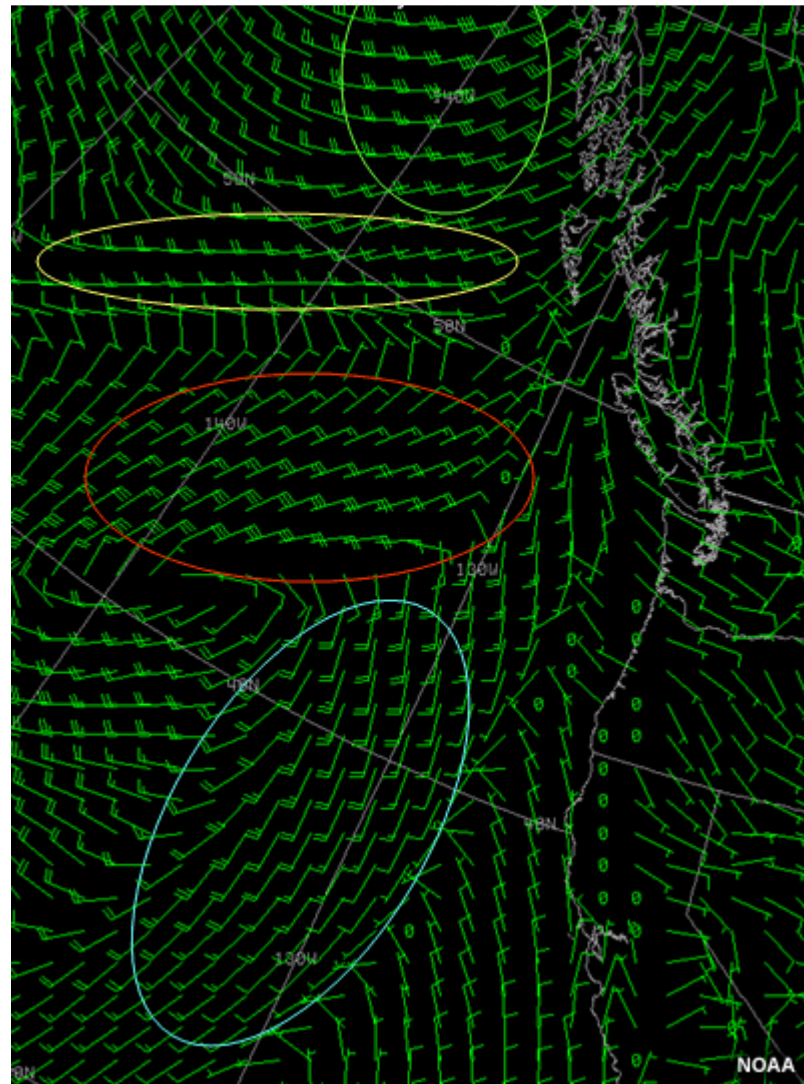


Fig. 60. Zonas de alcance del viento en el Golfo de Alaska y Pacífico Orient
<https://www.meted.ucar.edu>

6.3.2. LIMITACIONES DE LAS ZONAS DE ALCANCE DEL VIENTO

Si bien la velocidad del viento es el principal factor limitante para el crecimiento de las olas, el tamaño de la zona de alcance del viento también es importante. El tamaño de la zona de alcance puede verse limitado principalmente por la acción de bloqueo de tierra firme o por la extensión del área de influencia del viento.

Un ejemplo de limitación por tierra firme ocurre en los Grandes Lagos. Aquí la superficie de agua está limitada, de manera que la zona de alcance no puede exceder el tamaño del lago.



Fig. 61. Limitación de las zonas de alcance del viento
<https://www.meted.ucar.edu>

Otro ejemplo es el viento que sopla del oeste a lo largo de la costa del Atlántico de los Estados Unidos. En este caso, en las aguas cercanas a la costa se definen zonas de alcance cortas que limitan enormemente el crecimiento de las olas.

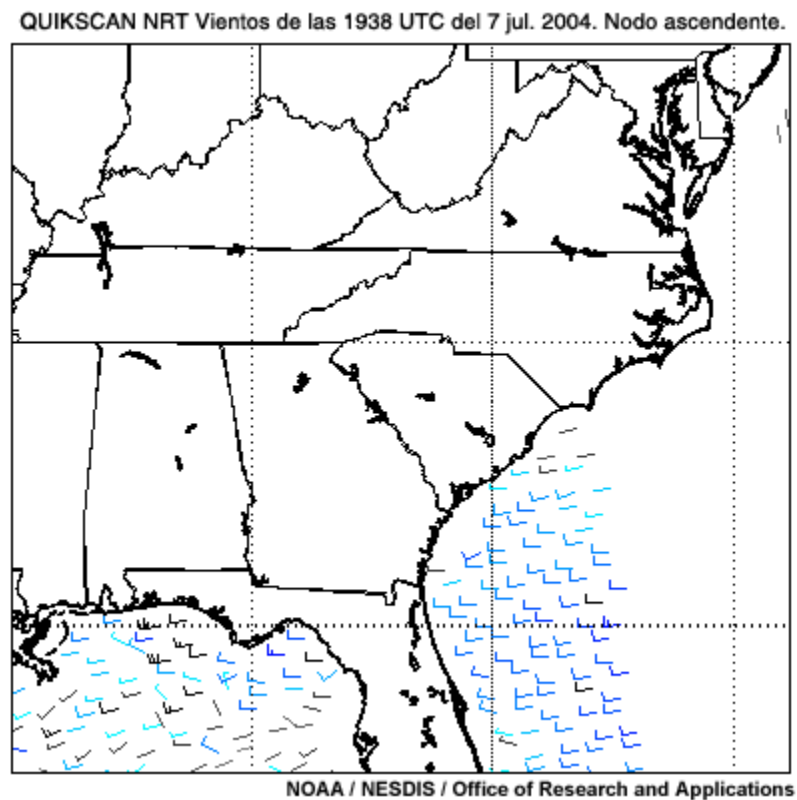


Fig. 62. Limitación de las zonas de alcance del viento

La extensión del área de influencia del viento es otro factor que limita la zona de alcance. Si el viento es generado por un evento de mesoescala, como el frente de racha de una tormenta, su alcance será corto.



Fig.636. Frente de racha
<https://www.meted.ucar.edu>

6.3.3. ANCHO DE LA ZONA DE ALCANCE DEL VIENTO

6.3.3.1. ANCHO DE LA ZONA DE ALCANCE (1 DE 3): REPERCUSIONES DE LAS DIMENSIONES DEL ALCANCE

Al igual que los copos de nieve, no hay dos zonas de alcance iguales. Algunas son largas y estrechas, mientras otras son cortas y anchas. Las dimensiones del alcance del viento afectan el crecimiento de las olas, ya que determinan la cantidad de energía que permanece en el área de generación de las olas. Dentro de una zona de alcance en particular podemos determinar la dirección general del viento, pero es normal encontrar muchas variaciones menores. Esto significa que la acción del viento crea olas pequeñas que se propagan hacia los lados de la zona de alcance, mientras que la dirección predominante del viento genera olas más grandes que salen por el extremo de la zona de alcance en la misma dirección del viento.

Si aumentamos el ancho de la zona de alcance, los vientos que salen por los lados de la zona de generación de olas contarán con una mayor distancia para hacer crecer las olas.



Fig. 64. Crecimiento de las olas dentro del área de generación
<http://www.meted.ucar.edu/marine/>

6.3.3.2. ANCHO DE LA ZONA DE ALCANCE (2 DE 3): TRANSFERENCIA DE ENERGÍA DE OLA A OLA

Dentro de la zona de alcance se produce la transferencia de energía de ola a ola, lo que contribuye a producir las olas más grandes. Pero esta energía también se disipa en los lados de la zona de alcance debido a la dispersión de las olas. La figura siguiente compara dos zonas de alcance: la zona B cubre un área 3 veces mayor que la zona A. Aunque la cantidad de energía que se disipa en los lados de ambas zonas es igual, la cantidad que se pierde como porcentaje de la energía total de la zona de generación de olas es mayor en la zona A. Por lo tanto, un alcance más angosto producirá olas más pequeñas.



Fig. 65. Pérdida de energía: comparación de zonas de alcance pequeña y grande
<http://www.meted.ucar.edu/marine/>

6.3.3.3. ANCHO DE LA ZONA DE ALCANCE (3 DE 3): ANCHA Y ESTRECHA

Es importante analizar el ancho de la zona de alcance. Imagínese el viento en una zona de alcance estrecha. Si el viento cambia un poco de dirección, podríamos definir una nueva zona de alcance, porque se ha interrumpido la uniformidad de los vientos. Sin embargo, si la zona es ancha, un cambio pequeño en la dirección del viento es mucho

menos significativo para la uniformidad general de la zona y quizás no sea necesario definir otro alcance.

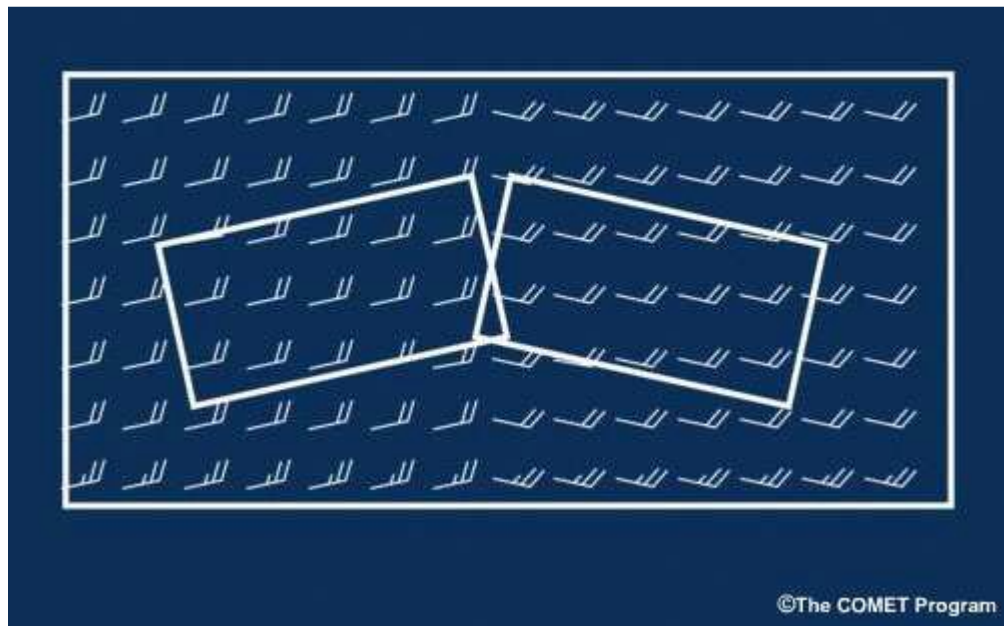


Fig. 66. Comparación de zonas de alcance pequeña y grande
<https://www.meted.ucar.edu>

6.3.4. LONGITUD DE LA ZONA DE ALCANCE DEL VIENTO

6.3.4.1. LONGITUD DE LA ZONA DE ALCANCE : CAMBIOS EN LA LONGITUD DEL ALCANCE

Cuando la zona de alcance del viento cambia debido a variaciones en la velocidad o la dirección del viento, las olas dentro de dicha zona dejan de crecer. Las características de la nueva zona de alcance comienzan a generar una nueva serie de olas, que empieza a propagarse desde esa zona. Sin embargo, ¿qué ocurre cuando el viento mantiene la misma dirección y velocidad, pero aumenta la longitud de la zona de alcance del viento?

El siguiente nomograma muestra que un viento de 25 nudos puede generar una ola de 5 pies (1,5 m) apenas la zona de alcance abarca 20 millas náuticas. Si las condiciones cambian y la longitud de la zona de alcance aumenta a 60 millas náuticas, la ola puede adquirir una altura de 8 pies (2,4 m). Note que cuando la zona de alcance es pequeña, el cambio en su longitud ejerce un mayor efecto sobre la altura de las olas que cuando es grande. Cuando una determinada velocidad del viento persiste sobre una distancia grande, los cambios en la altura de las olas debido al aumento de la zona de alcance son relativamente pequeños.

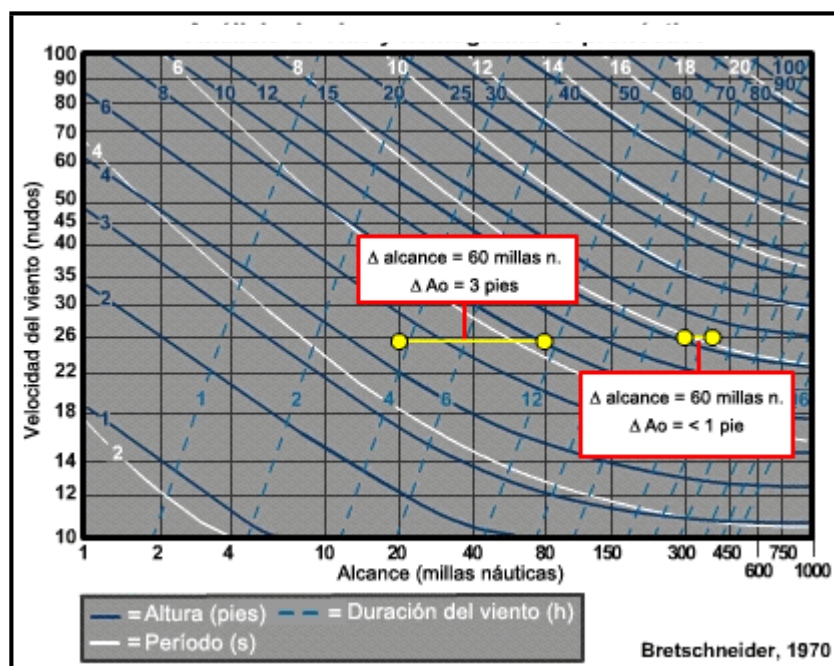


Fig. 67. Análisis de olas y monograma de pronóstico
<https://www.meted.ucar.edu>

6.3.5. ZONA DE ALCANCE DINÁMICO

Cuando un sistema de tormentas se desplaza sobre el océano, las olas en el cuadrante derecho de la tormenta (a la derecha de la trayectoria de la tormenta) pueden crecer más de lo esperado, porque se desplazan en la misma dirección que la zona de alcance producida por la tormenta. La siguiente figura muestra un ciclón tropical con una trayectoria rectilínea y una zona de alcance delineada con puntos blancos en su lado

derecho. Las olas en esta la zona de alcance se ven afectadas por los vientos generadores de olas durante más tiempo, lo cual produce un crecimiento continuo. La distancia sobre la cual las olas crecen se denomina alcance efectivo o dinámico y se muestra con un rectángulo púrpura.

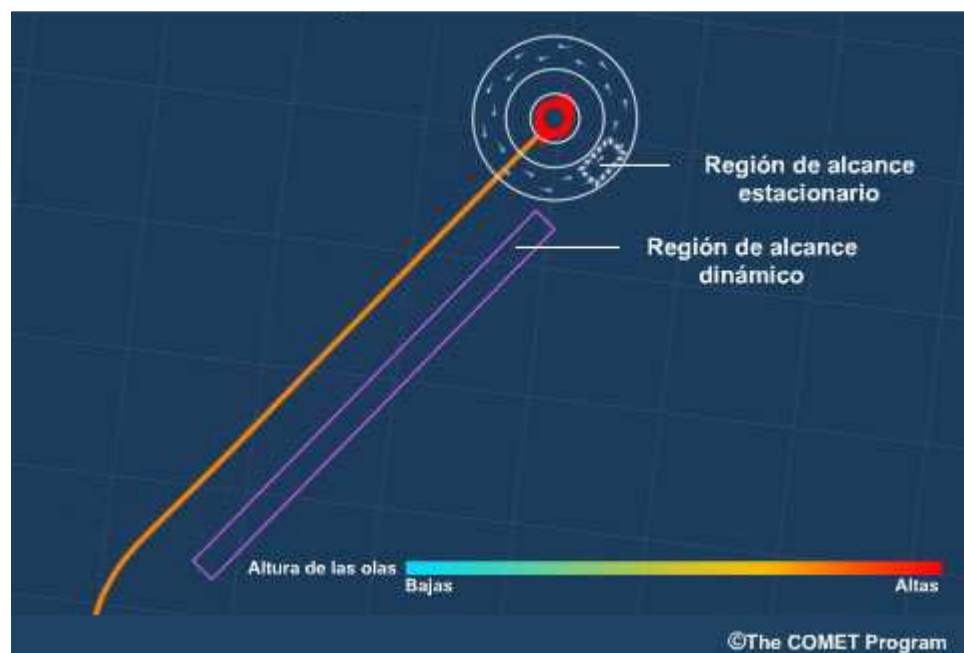


Fig. 68. Región de alcance dinámico
<http://www.meted.ucar.edu/marine/>

La longitud de una zona de alcance dinámico puede ser diferente de la longitud de la zona de alcance estacionario medida en un sistema de tormentas estacionario idéntico. Además de los factores que caracterizan la generación de olas del ciclón estacionario, tales como velocidad y duración del viento y dimensiones de la zona de generación de olas, para valorar una zona de alcance dinámico es preciso conocer un factor adicional: la velocidad de traslación o velocidad de la tormenta que genera las olas. Existe una relación no lineal entre todos estos factores, debido a lo cual el pronóstico de la altura de las olas en zonas de alcance dinámico representa un problema complejo.

6.4. DURACIÓN DEL VIENTO

Ya hemos considerado cómo la velocidad y el alcance del viento afectan el crecimiento de las olas. Hay un tercer factor involucrado en el desarrollo de las olas: la duración del viento. La duración es la cantidad de tiempo que el viento sopla sobre una zona de alcance determinada. Si la velocidad del viento es alta y el alcance es largo, cuanto más tiempo sople el viento, más crecerán las olas.

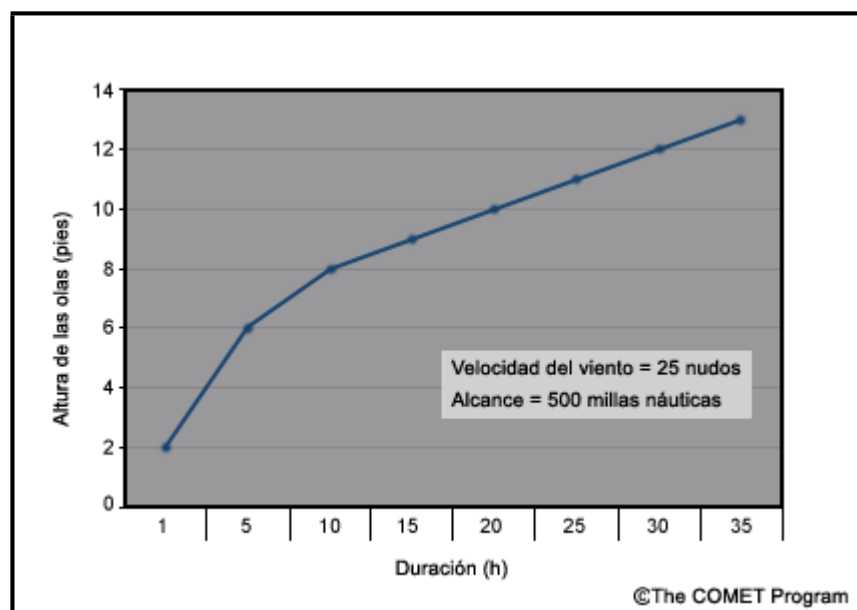


Fig. 69. Altura de las olas, alcance y velocidad del viento constantes
<http://www.meted.ucar.edu/marine/>

6.4.1. LIMITACIONES DE LA DURACIÓN DEL VIENTO

Aún cuando la velocidad y el alcance del viento son adecuados, la duración puede ser un factor limitante para el crecimiento de las olas. Esto puede ocurrir en las tormentas que se mueven rápidamente, en las cuales la alineación del área de fuertes vientos prefrontales forma un ángulo con respecto a la dirección de movimiento general de la

tormenta. En este caso, el alcance afecta constantemente partes diferentes de la superficie del agua por períodos cortos de tiempo.

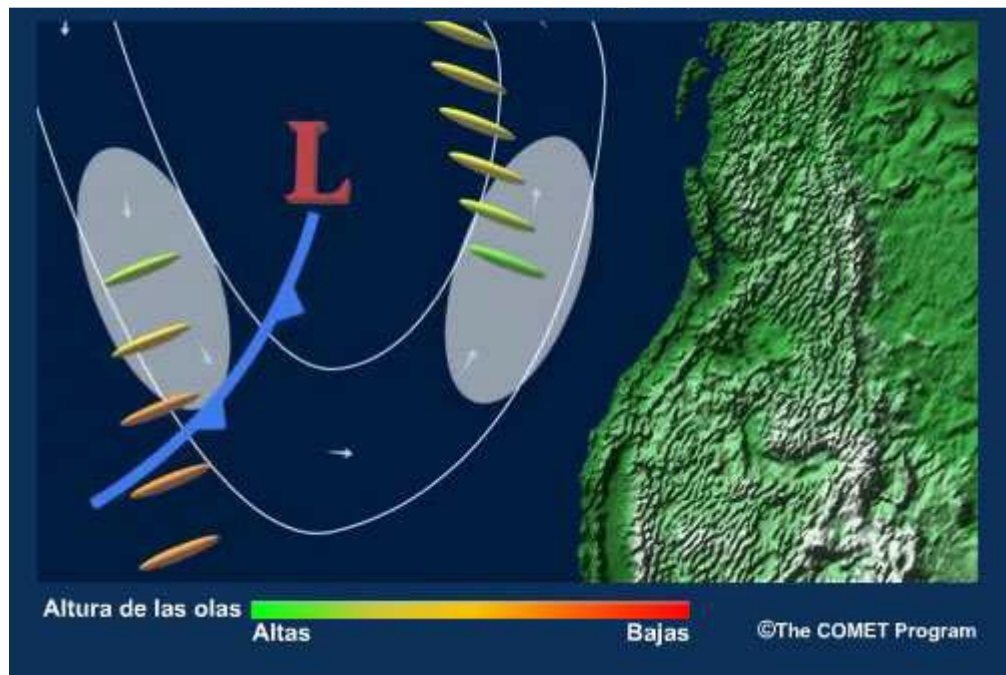


Fig. 70. Duración como factor limitante en la generación de las olas
<https://www.meted.ucar.edu>

Los eventos de mesoescala tales como los frentes de corriente de salida (frentes de racha) de las tormentas eléctricas, las brisas marinas y las brisas terrestres, suelen ser de corta duración. Aunque los eventos de viento fuerte de larga duración pueden crear zonas de alcance que persisten por varios días, si la zona de alcance se mueve en sentido perpendicular a la dirección de una tormenta, la duración del viento será corta sobre cualquier zona de agua en particular. Esto puede ocurrir en el lado frontal y trasero de un huracán o en los alrededores de zonas de baja presión intensas de escala sinóptica.

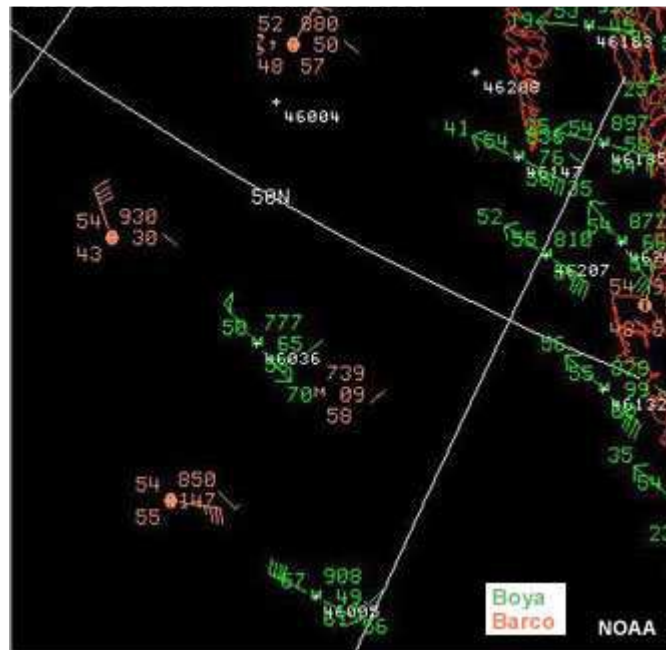


Fig. 72. Observaciones desde barcos y boyas 1200UTC
<https://www.meted.ucar.edu>

6.4.3. NOTAS SOBRE LOS FACTORES

Hasta ahora hemos tratado de forma individual cada uno de los tres factores que influyen en el crecimiento de las olas y sus limitaciones. Si bien es importante considerarlos todos, cada uno afecta la altura de las olas en diferente medida. El cambio en la velocidad del viento es el factor que tiene el mayor efecto en el crecimiento de las olas, aún cuando la duración o el alcance está limitado. En comparación con los otros factores la anchura de la zona de alcance está en cuarto lugar por su importancia. Por consiguiente, a la hora de identificar las áreas en las que se pueden generar olas significativas, la velocidad del viento es el primer factor a considerar, seguido por la longitud de la zona de alcance y la duración del viento. Dicho de otra forma, el aumento en la velocidad del viento puede superar más fácilmente las limitaciones de duración del viento y longitud de la zona de alcance sobre el crecimiento de las olas. Esto destaca un aspecto importante de la meteorología marina y los modelos numéricos: es esencial contar con un pronóstico de viento acertado para poder producir un buen pronóstico de olas.

7. FENÓMENOS EÓLICOS ESPECIALES

7.1. CHORROS COSTEROS

La presencia de estructuras baroclínicas de bajo nivel puede producir corrientes o chorros costeros de viento de bajo nivel a lo largo de algunos litorales. Estos vientos, que pueden exceder los 35 nudos, son capaces de producir grandes olas y pueden tener un impacto potencialmente significativo sobre las actividades en la costa y las aguas aledañas. Las corrientes de viento costeras también producen cortantes de viento verticales en los niveles inferiores de la atmósfera que representan un peligro para la aviación. Por lo general las velocidades del viento son mayores sobre mar que sobre tierra y esta diferencia persiste a través del día. En el diagrama siguiente, que representa la costa de California, las estaciones meteorológicas terrestres detectan vientos de 5 a 10 nudos mientras que las boyas costeras registran vientos de 15 a 25 nudos, dependiendo del sitio. La variación diurna del viento registrado por las boyas es pequeña.

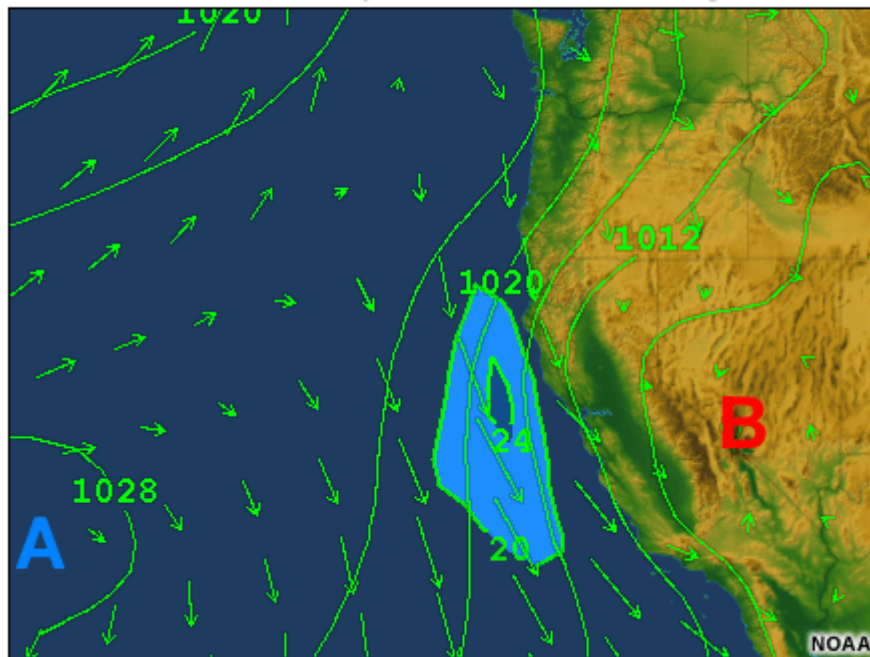


Fig. 73. Presión media a nivel del mar, flechas de viento e isotacas por encima de 20 nudos

7.2. VIENTOS CANALIZADOS

Los vientos canalizados son vientos de bajo nivel asociados con las depresiones en el terreno; la anchura de estos vientos puede variar desde cientos de metros hasta más de cien kilómetros. En circunstancias poco comunes, pueden estar asociados con vientos que exceden los 50 nudos. Normalmente, los vientos canalizados son bastante superficiales y pueden extenderse desde cientos hasta unos cuantos miles de metros sobre la superficie. En sus límites laterales o superior se producen fuertes cambios o cortante de viento.

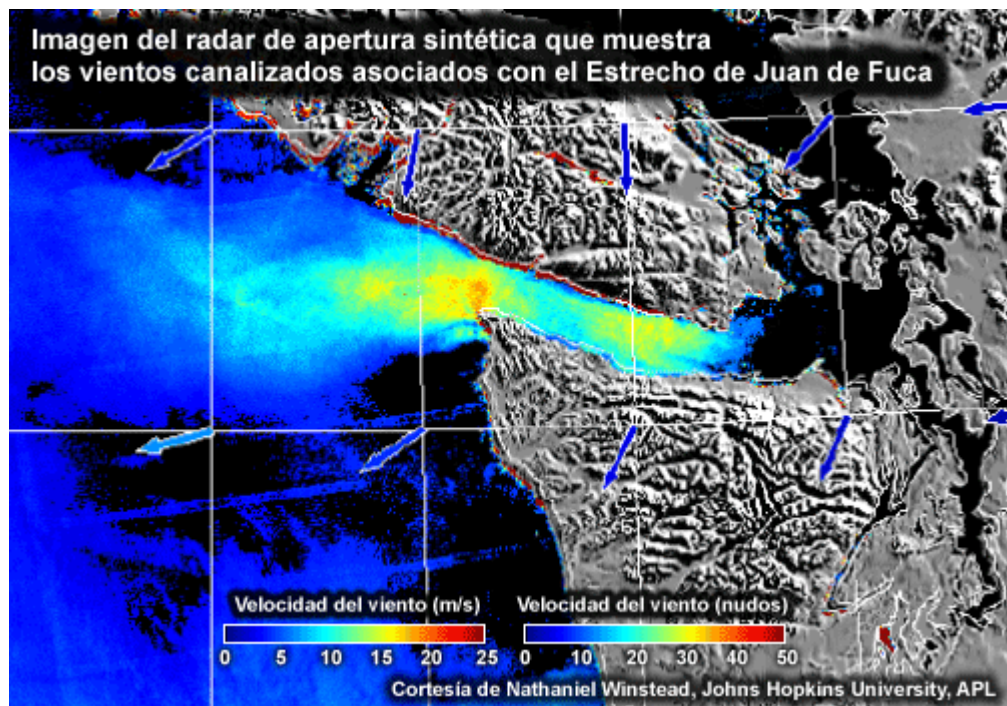


Fig. 74. Imagen de radar de apertura sintética

7.2.1. EJEMPLO DE VIENTOS CANALIZADOS

Podemos observar un ejemplo del efecto de los vientos canalizados sobre el crecimiento de las olas en el Golfo de Tehuantepec. El paso de Chivela es una depresión en la Sierra Madre de México que está relacionada con un importante efecto atmosférico y oceanográfico. Este paso mide aproximadamente 200 km de largo, 40 km de ancho y tiene una elevación máxima de sólo 250 metros. En este lugar el viento puede fluir desde la

Bahía de Campeche, en el sur del Golfo de México, hasta el Golfo de Tehuantepec, en el Océano Pacífico.



Fig. 75. Viento canalizado <https://www.meted.ucar.edu>

Durante el invierno en el hemisferio norte, cuando los sistemas fríos de alta presión se mueven hacia el sur siguiendo la vertiente oriental de las montañas Rocallosas y la Sierra Madre, se genera un fuerte gradiente de presión a través del paso. Esto produce fuertes vientos del norte corriente abajo del paso que se conocen como vientos tehuano. Los vientos tehuano pueden alcanzar velocidades de 20 a 40 nudos, con ráfagas que en casos extremos exceden los 100 nudos. Los vientos tehuano son tan fuertes y persistentes que pueden crear olas capaces de propagarse en forma de oleaje a grandes distancias hacia el sur, hasta las Islas Galápagos, a unos 1500 km de distancia.

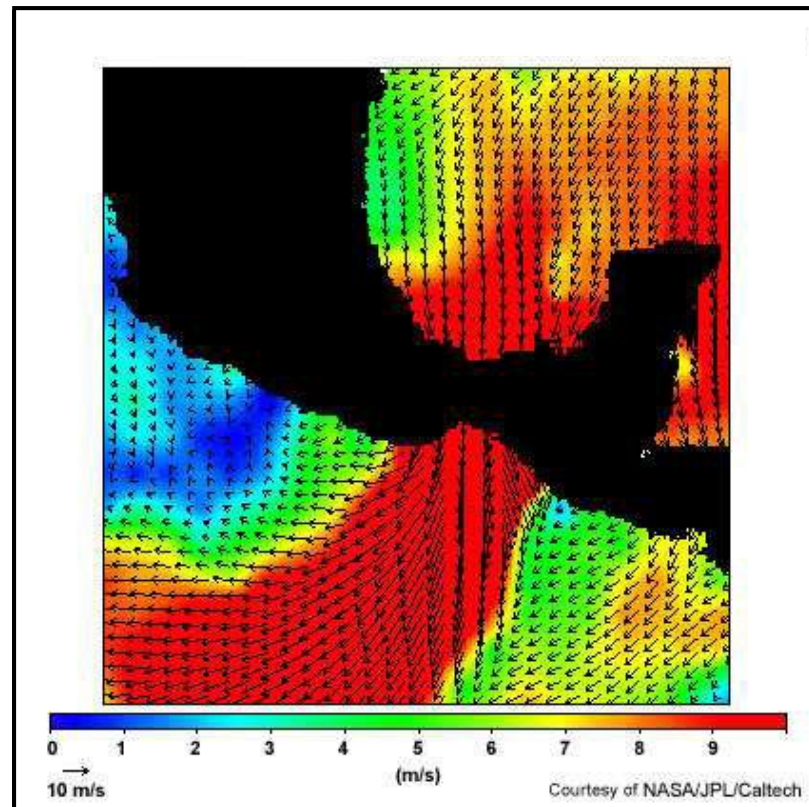


Fig. 76. Efectos de la topografía en el golfo de Tehuantepec (mediciones QuikSCAT)

Éste y otros flujos atmosféricos orográficos fuertes y persistentes afectan de forma importante las aguas cercanas a la costa. Los fuertes vientos que atraviesan el paso de Chivela producen la mezcla considerable de las aguas superficiales y profundas y provocan un enfriamiento de 10 a 13 °C (8 a 14 °F) de la superficie del mar.

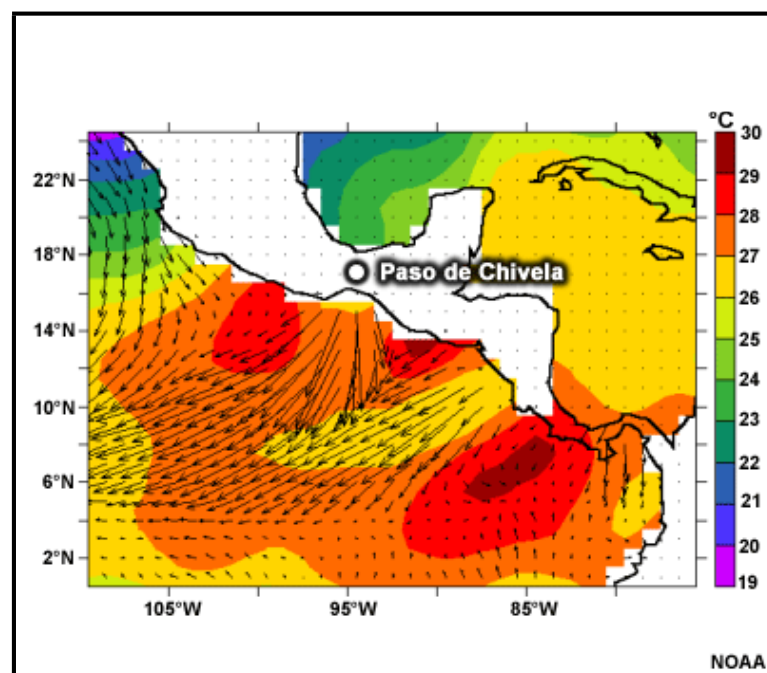


Fig. 77. TSM (°C) y vientos detectados por dispersómetro sobre América Central (0000UTC 18/02/97)

7.3. VIENTOS CATABÁTICOS

Los vientos catabáticos son causados por el flujo de aire frío que desciende por gravedad de las partes más altas del terreno circundante. Su efecto sobre el crecimiento de las olas se siente con mayor frecuencia en las áreas costeras donde hay terreno elevado más cerca de la costa. Son parecidos a los vientos asociados con las depresiones orográficas en que los vientos que fluyen de la costa hacia el mar son de mesoescala por naturaleza. Los vientos catabáticos son muy limitados en cuanto a alcance y duración. Por lo tanto, aunque un evento catabático produzca vientos fuertes, su efecto en el crecimiento de las olas es menor. Los vientos de ladera descendientes serán más fuertes en zonas de clima seco con terreno elevado en las noches despejadas con vientos débiles en altura.

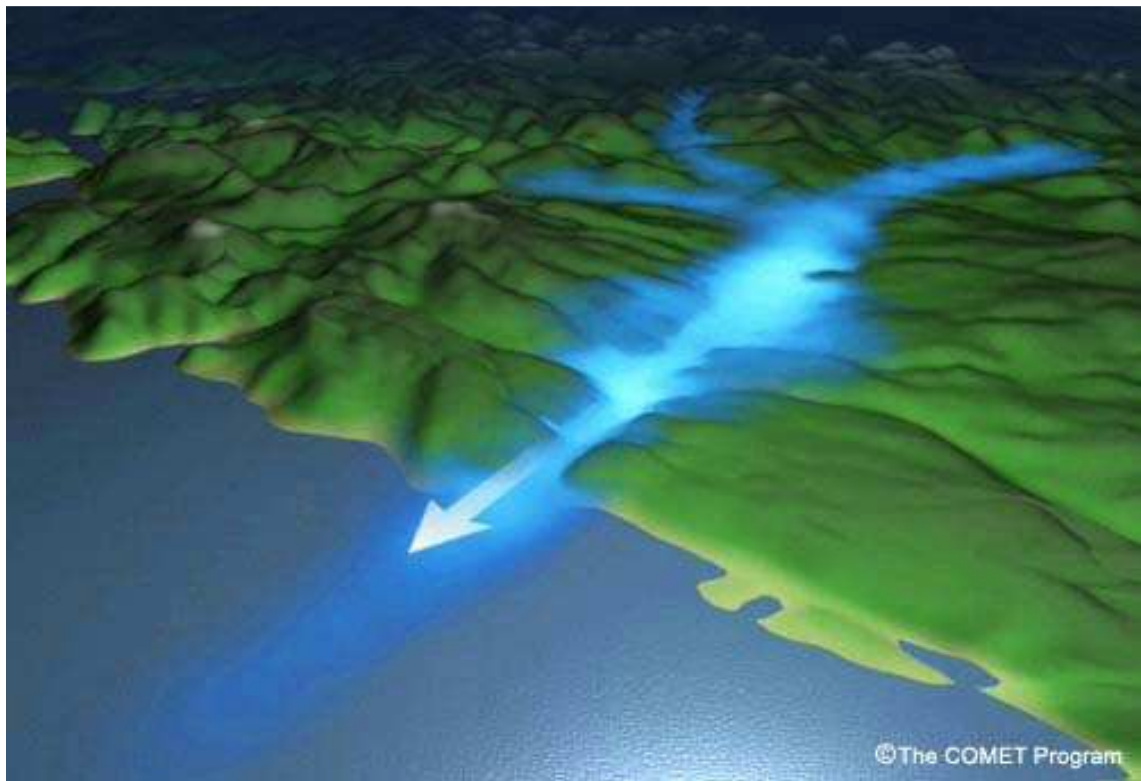


Fig. 78. Vientos Catabáticos <https://www.meted.ucar.edu>

7.3.1. VIENTOS GLACIARES



Fig. 79. Vientos Glaciares <https://www.meted.ucar.edu>

Un tipo de viento catabático que se produce en las regiones de latitudes altas es el “viento glaciario”. Estos vientos se desarrollan sobre glaciares o áreas de nieve en terreno alto. A diferencia del viento catabático antes descritos, en estas áreas el aire frío se genera continuamente y afecta el viento de día y de noche. La fuerza del viento está determinada por el gradiente de temperatura entre el aire enfriado por el glaciar y el ambiente que lo rodea, y por la distancia que viaja el aire sobre el glaciar. En Alaska y el norte de Canadá, estos vientos pueden agitar el mar en las zonas donde hay glaciares cercanos a la costa.

7.4. MEZCLA POR INESTABILIDAD

La existencia de diferencias considerables entre la temperatura del agua y del aire puede causar inestabilidad en la capa límite marina y contribuir al desarrollo de vientos fuertes en la superficie.

En los Grandes Lagos y otros cuerpos de agua interiores, los efectos de la inestabilidad sobre la velocidad del viento pueden ser más importantes que los efectos de los gradientes de presión, ya que en esos sitios pueden producirse variaciones en la temperatura del agua mayores que sobre los océanos. Sin embargo, también hay muchas

áreas a lo largo de las costas que experimentan inestabilidad en la capa límite marina. Si el aire está más frío que el agua, el flujo de calor y humedad del agua hacia el aire desestabiliza la capa de aire que está justo sobre la superficie de agua. Cuanto mayor la diferencia entre la temperatura del aire y del agua, tanto más profunda será la capa inestable. Esta inestabilidad se presta a producir movimientos convectivos y, por consiguiente, a la mezcla entre capas adyacentes. Esto causa la transferencia directa de los vientos con velocidades más altas desde la capa límite marina hacia la superficie del agua. La dirección y velocidad de estos vientos fuertes provenientes de la capa mezclada son muy uniformes, lo cual aumenta el estrés sobre la superficie del agua.

Estos efectos de la inestabilidad son más predominantes durante el otoño, cuando las temperaturas del agua son aún altas debido al calentamiento de verano, pero la temperatura del aire ya ha bajado. Como permiten observar estas observaciones realizadas en la región de los Grandes Lagos, la diferencia de temperatura entre el aire y el agua es de por lo menos 10 °F (5,6 °C) sobre los lagos. Los vientos sobre tierra disminuyen de ligeros a calmos conforme la noche progresa, mientras sobre el agua persisten con velocidades de 10 a 20 nudos debido a la mezcla turbulenta de vientos de mayor velocidad hacia la superficie.

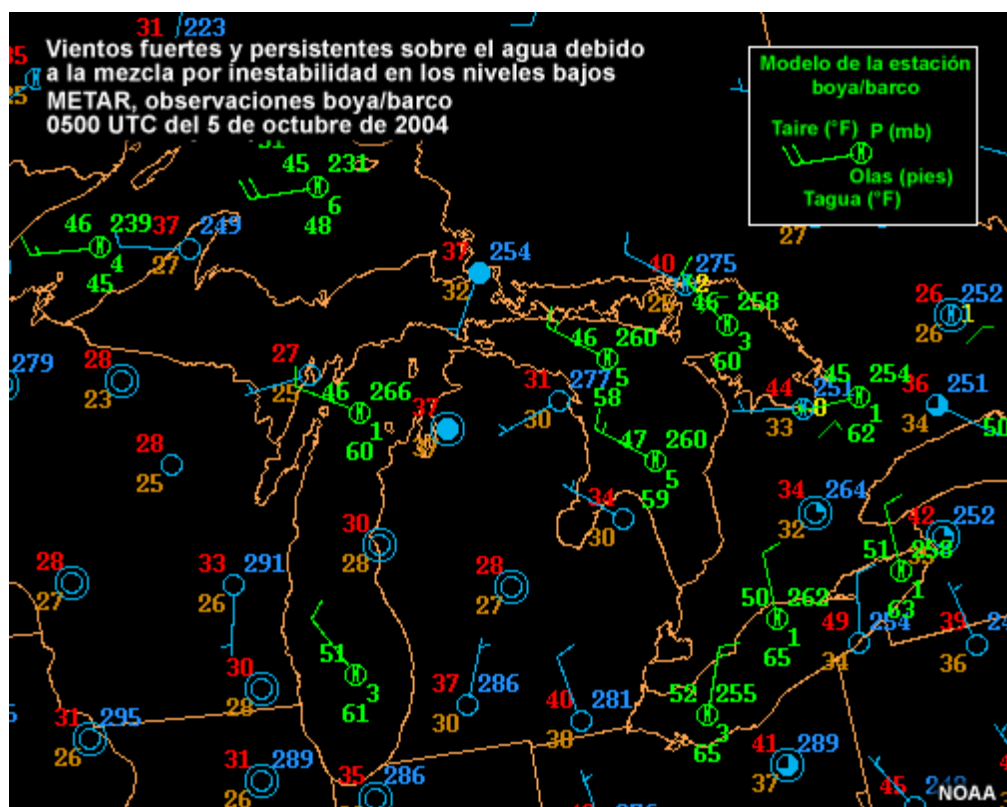


Fig. 80. Vientos fuertes y persistentes sobre el agua

7.5 CORRIENTES OCEÁNICAS

Una corriente en el océano o en un lago puede afectar el crecimiento de las olas generadas por el viento. Esto no se debe confundir con el efecto de una corriente sobre el oleaje. Las olas formadas por el viento que se mueven en la misma dirección que la corriente son menos empinadas y ligeramente más bajas que cuando se mueven contra la corriente. Esto se debe a que la corriente mueve el agua en la misma dirección que las olas, lo cual aumenta su velocidad. Las partículas de agua no ejecutan un movimiento circular, sino que se desplazan en la dirección de la corriente, lo cual produce el efecto de alargar la ola.



Fig. 81. Efectos corriente oceánica
<https://www.meted.ucar.edu>

Ocurre lo contrario cuando las olas generadas por el viento se desplazan en contra de la corriente. Estas olas son más empinadas, de mayor altura y viajan más despacio. Esto aumenta efectivamente la longitud y la duración de la zona de alcance. Se puede observar que la altura de un oleaje de período largo puede aumentar dramáticamente si se mueve a contracorriente.

Es difícil incorporar estos conceptos en los pronósticos por dos razones: no siempre conocemos la posición ni la velocidad exacta de las corrientes, y el ángulo de incidencia entre el viento y la corriente fluctúan constantemente.

8. OBSERVACIONES

8.1. DISPERSOMETRÍA SATELITAL

8.1.1. DISPERSIÓN

La dispersometría utiliza sensores remotos de microondas para determinar la velocidad y la dirección del viento sobre la superficie del océano. Se utiliza la región de microondas del espectro electromagnético porque con frecuencia muchas partes de los océanos están cubiertas por nubes, las cuales son transparentes en esta región del espectro.

Los elementos de rugosidad de pequeña escala de la superficie del océano, como las ondas capilares, tienen casi la misma longitud de onda que la radiación de microondas. El supuesto fundamental de la dispersometría es que la amplitud y dirección de los elementos de pequeña escala de la rugosidad son un indicador de la dirección y la velocidad del viento local sobre la superficie del mar.

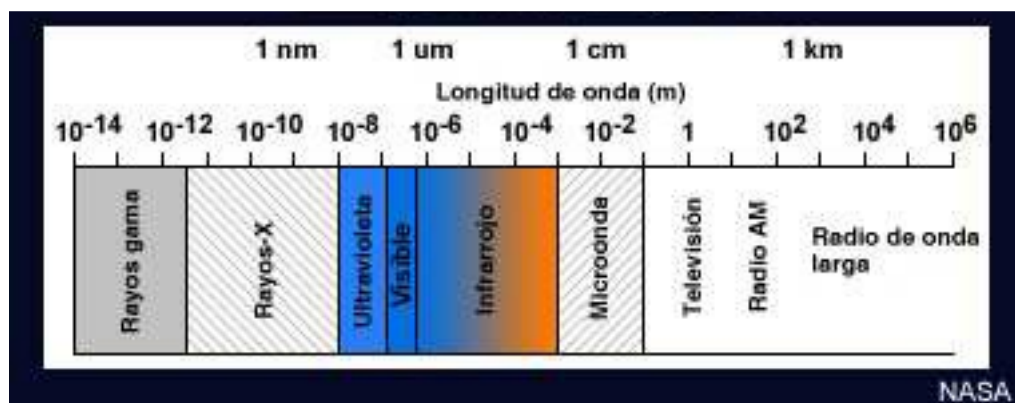


Fig. 82. Espectro electromagnético
<https://www.meted.ucar.edu/>

8.1.2. TEORÍA DE LA DISPERSIÓN

La fracción de energía que regresa al satélite se conoce como retrodispersión. A partir de muchos datos empíricos se derivó una función de modelo que relaciona la

retrodispersión, la dirección y velocidad del viento superficial y la perspectiva del punto de observación del radar. Aunque hay aspectos de la dispersometría que no se han tomado en cuenta en el modelo, como la interferencia de la lluvia, en general la velocidad del viento se puede determinar en función de la potencia de la señal de retrodispersión.

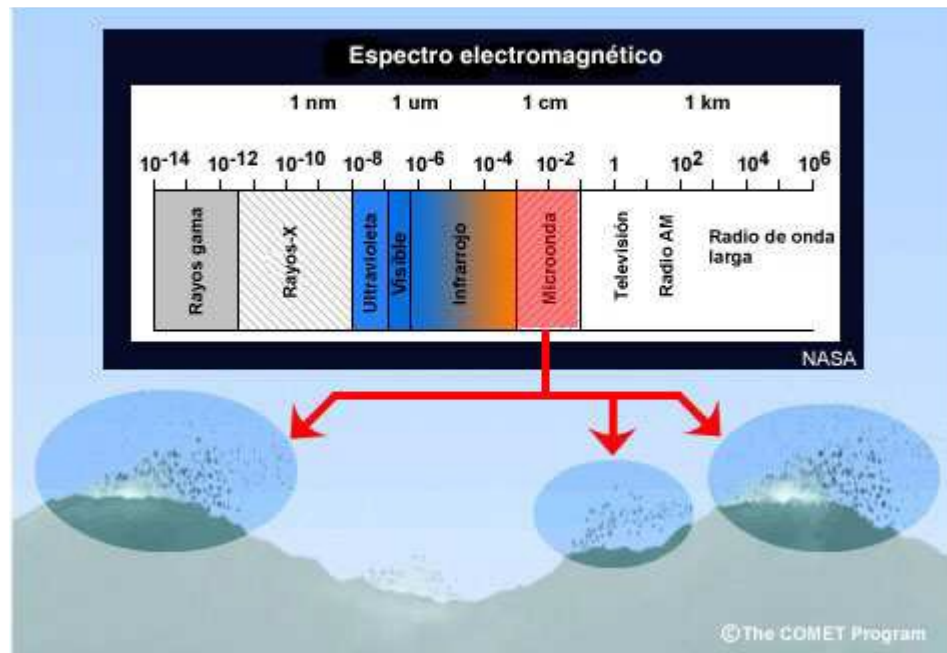


Fig. 83. Elementos de rugosidad de pequeña escala
<https://www.meted.ucar.edu/>

8.1.3 GEOMETRÍA DE LAS IMÁGENES DE RADAR

Para una geometría de observación fija del radar, la retrodispersión aumenta a medida que aumenta la velocidad del viento y decrece a medida que disminuye la velocidad del viento. Se hacen múltiples mediciones de la retrodispersión sobre la superficie del océano desde diferentes ángulos de visión casi en el mismo lugar y casi en el mismo momento. Luego estos datos se aplican a la función del modelo que calcula la velocidad y dirección del viento.

The diagram shows the equation $\sigma_0 = f(U, \chi; \theta, p, \lambda_r)$ with arrows pointing to each parameter and its description:

- σ_0 : Retrodispersión (corte transversal)
- f : Función con series de Fourier
- U : Velocidad del viento (independiente de la dirección)
- χ : Dirección del viento
- θ : Ángulo de visión
- p : Polarización del radar
- λ_r : Frecuencia del radar

8.1.4 SALVEDADES

En teoría, la velocidad y dirección del viento se pueden medir mediante la técnica de dispersometría. Sin embargo, hay algunos aspectos de la dispersometría que aún no se entienden bien. Por ejemplo:

¿Qué sucede cuando hay precipitación en la atmósfera?

¿Cómo influye el viento en los elementos de rugosidad de pequeña escala en la superficie?

¿Cuál es la relación entre los elementos de rugosidad de pequeña escala en la superficie y la potencia de la retrodispersión?

8.1.5 LIMITACIONES

Para la dispersometría se utilizan dos clases de instrumentos, cada uno de ellos tiene algunas limitaciones.

El dispersómetro NSCAT de la NASA utilizado en los satélites europeos emplea antenas de reflector parabólico que generan un haz en abanico. Este tipo de antena direccional no puede medir la velocidad y dirección del viento en los puntos directamente debajo del satélite (nadir), lo cual deja una franja sin datos debajo de la antena.

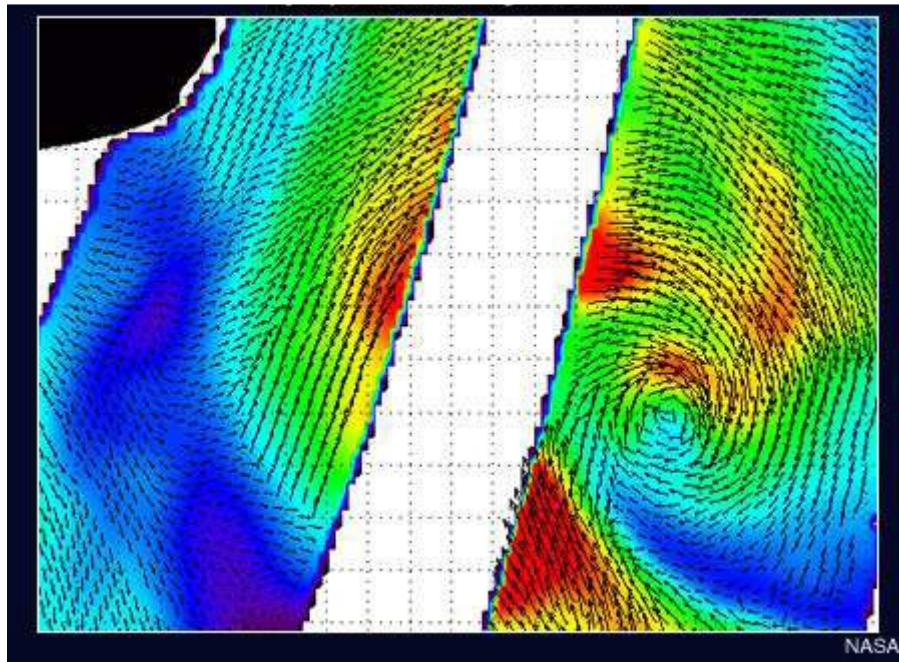


Fig. 84. Ejemplo de una imagen NCSAT

El nuevo satélite norteamericano QuikSCAT utiliza una antena giratoria para hacer mediciones cónicas. Aunque esto elimina el problema de la franja sin datos en el nadir del satélite, las mediciones realizadas en esta zona no son tan precisas como las que se toman a ambos lados de la trayectoria del satélite. Además, las mediciones de retrodispersión muy cercanas a la orilla de la franja sólo se toman dos veces. Se necesitan por lo menos cuatro “miradas” para asegurar que la interpretación del resultado de la dispersometría cónica es precisa. Por consiguiente, las mediciones del viento en las orillas de la franja de una antena giratoria no son confiables.

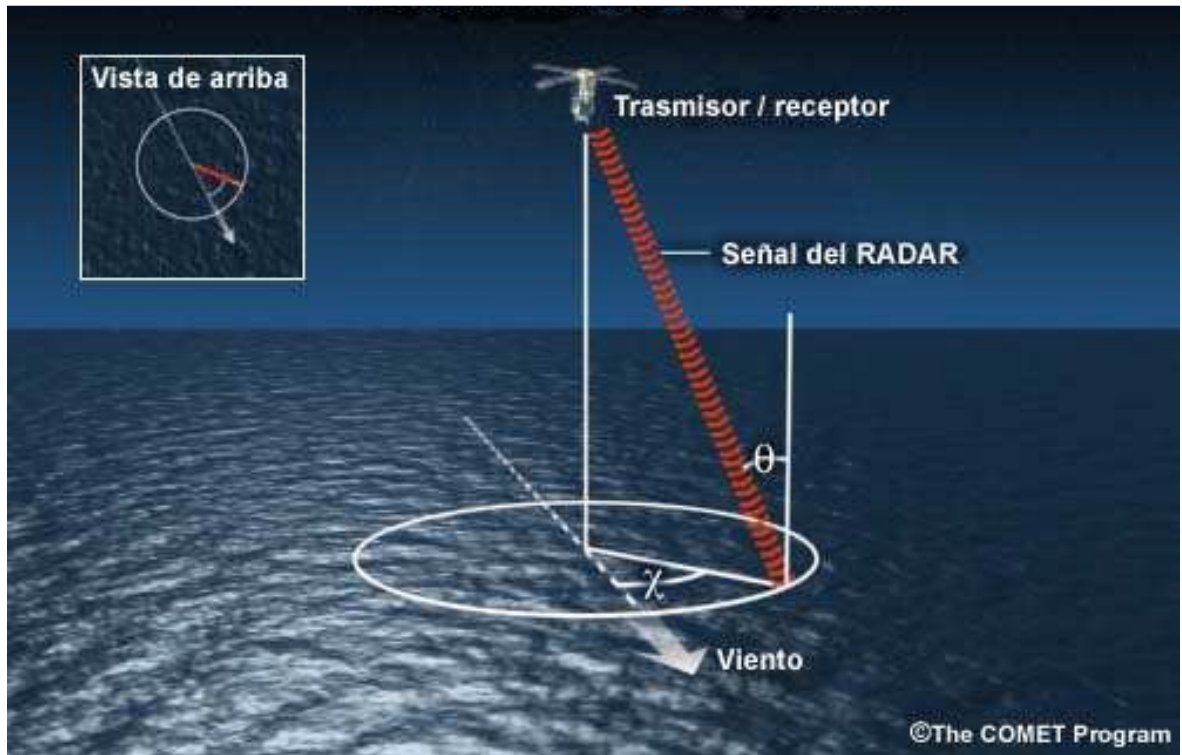


Fig. 85. Geometría de la visión de un satélite
<https://www.meted.ucar.edu>

8.1.6 QUIKSCAT Y LAS BOYAS

La lluvia contamina la señal de retrodispersión de forma tal que las mediciones de la velocidad del viento de QuikSCAT hasta 30 nudos sean más altas que las que se obtienen con mediciones in situ. Cuando la velocidad es mayor de 30 nudos, el error causado por la lluvia es menos importante y los productos de velocidad y dirección del viento de QuikSCAT se pueden utilizar en operaciones, aunque estén afectados por la lluvia.

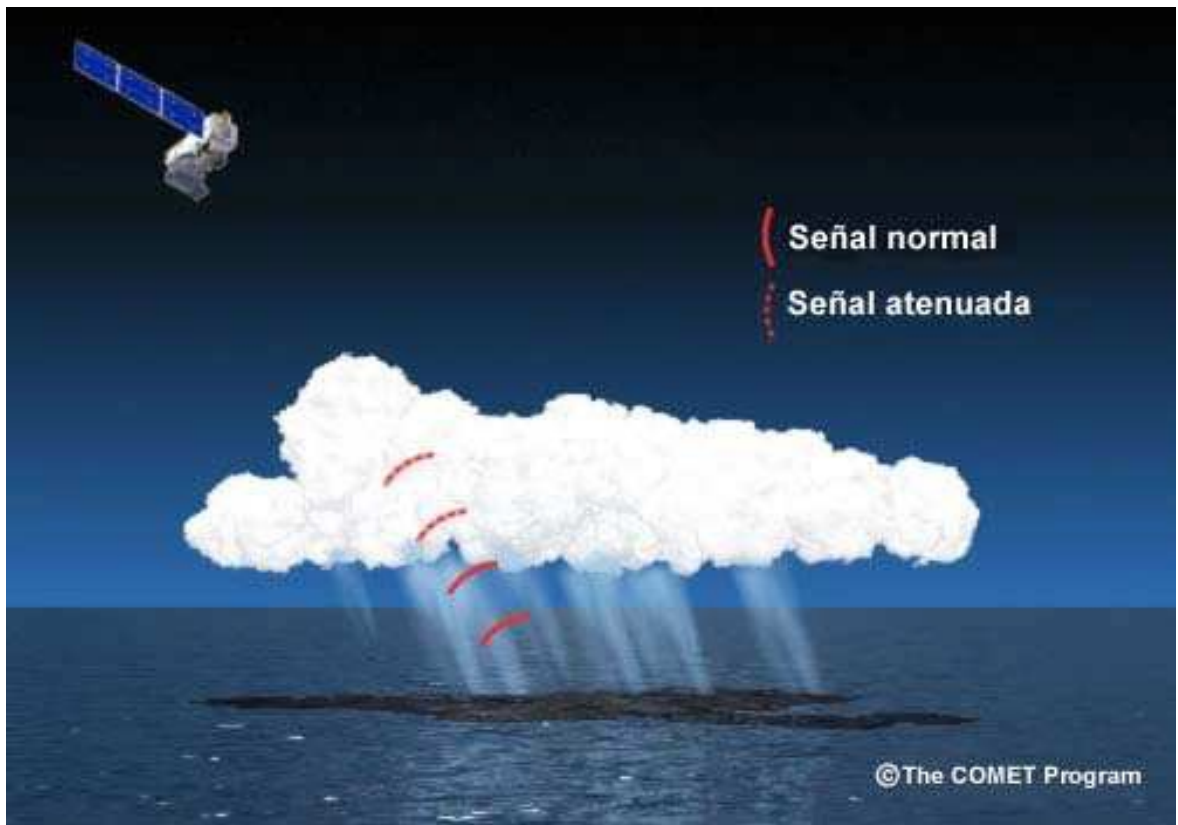


Fig. 86. Señal de satélite atenuada a través de las nubes
<https://www.meted.ucar.edu>

8.1.7 DÓNDE OBTENER DATOS

Hay varios sitios web que contienen datos de dispersometría. Aquí hay algunos de los que se usan con más frecuencia:

NASA JPL: <http://winds.jpl.nasa.gov/>

NOAA: http://coastwatch.noaa.gov/qscat_winds_overview.html

NRL Monterey: http://www.nrlmry.navy.mil/sat-bin/scatt_winds.cgi (también utiliza datos del JPL)

PO-DAAC FTP: ftp://podaac.jpl.nasa.gov/ocean_wind/quikscat/NRT/ (un sitio FTP que permite el acceso a datos sin procesar)

8.2 BOYAS Y ESTACIONES C-MAN

8.2.1 OPERACIONES CON BOYAS

El Centro Nacional de Datos de Boyas (*National Data Buoy Center*, NDBC) de EE.UU. distribuye los datos de observaciones horarias realizadas por medio de una red automatizada de aproximadamente 70 boyas y 60 estaciones marino-costeras (*Coastal-Marine Automated Network*, C-MAN). Todas las estaciones miden los parámetros de velocidad, dirección y ráfagas del viento, así como la presión barométrica y la temperatura del aire. Además, todas las boyas y algunas estaciones C-MAN miden la temperatura de la superficie del mar y las alturas significativas y los períodos dominantes de las olas.



Fig. 87. Boya de 3 metros



Fig. 88. Boya de 2 metros



Fig. 89. Estación C-MAN

En las boyas, la velocidad y dirección del viento se promedian para períodos de 8 minutos y en las estaciones C-MAN para períodos de 2 minutos. Las ráfagas de viento son un promedio de las velocidades registradas cada 5 u 8 segundos durante el período de medición correspondiente.

Los sensores a bordo de las boyas miden la fuerza de la aceleración o el desplazamiento vertical del casco de la boya durante aproximadamente 20 minutos antes del tiempo de observación programado. La energía y la frecuencia de las olas, las alturas significativas y los períodos dominantes se derivan matemáticamente a partir de estos datos.

8.3 OBSERVACIONES DESDE BARCOS

8.3.1 PROGRAMA VOS



Fig. 90. Logotipo del programa de buques de observación voluntaria (VOS)

El programa de buques de observación voluntaria (*Voluntary Observing Ship*, o VOS) fue diseñado para obtener datos de observaciones climáticas y oceanográficas desde barcos en movimiento. VOS es un programa internacional auspiciado por la Organización Meteorológica Mundial en el cual participan 49 países. El programa en los EE.UU. es el más grande del mundo, ya que cuenta con la participación de más de 1600 buques. Los oficiales meteorológicos de puerto (*Port Meteorological Officer*, o PMO) mantienen el programa VOS reclutando barcos para que participen en el programa. Las observaciones realizadas por los oficiales del puente de mando del barco se codifican en un formato especial conocido como código sinóptico y se transmiten a la corriente de datos de la NOAA cada seis horas. Es importante notar que los instrumentos a bordo de los barcos que participan en el programa VOS se hallan a mayor altura que en las boyas y, por tanto, un barco puede informar de velocidades del viento mayores que una boya localizada en la misma área.

8.3.2 DATOS DEL PROGRAMA VOS

Por lo general, los barcos que participan en el programa VOS recopilan los datos siguientes:

- velocidad y dirección del viento
- presión atmosférica
- temperatura del aire
- humedad
- temperatura de la superficie del mar
- altura del oleaje, olas causadas por el viento y olas significativas
- estado del tiempo presente y pasado
- nubosidad
- visibilidad
- rumbo y velocidad del barco
- presencia de hielo marino

Debido a que algunas de las observaciones del programa VOS se realizan de forma subjetiva, sin instrumentos, deben usarse con cierto escepticismo. La fecha y la hora de las observaciones son datos importantes, ya que la frecuencia de los informes de los barcos es mucho menor de lo que es el caso para las observaciones terrestres.

8. BIBLIOGRAFÍA

BARRY G, ROGER.; CHARLEY ,J.RICHARD;(1996), *Atmósfera, Tiempo y Clima*, (4ª Edición), Ediciones Omega, Madrid.

CUADRAT, JOSE Mª. ; FERNÁNDEZ PITA. Mª; (1997), *Climatología*, (1ª Edición), Ediciones Cátedra, Madrid.

HIDY, GEORGE M.; (1972), *Los Vientos*, (1ª Edición), Editorial Reverté, México.

LLAUGÉ, FÉLIZ.; (1971), *¿La meteorología?...¡pero si es muy fácil!*, (1ª Edición), Editorial Marcombo, Madrid.

SÁNCHEZ REUS, GASTÓN; ZABALETA VIDALES, CARLOS ; (1969), *Curso de Meteorología y oceanografía*,(3ª Edición), Subsecretaría de Pesca y Marina Mercante, Madrid.

XAVIER MARTINEZ DE OSÉS, FRANCSES; (1997), *Meteorología aplicada a la navegación*, (1ª Edición), Ediciones UPC, Barcelona.

VALLÉE, JEAN-LOUIS; (2006), *Guía Técnica de Meteorología*, (1ª Edición), Ediciones Omega, Madrid.

Nimbus Wheather Service Uruguay, *Meteorología*; <http://www.nimbus.com.uy>

Global Chip, *Aparatos de medida*; <http://www.globalchip.es>

Sabelotodo, *Anemómetro*; <http://www.sabelotodo.org>

Serving Meteorologists and geosciences, *Olas*; <http://www.meted.ucar.edu>

Organización Panamericana de la Salud, *Meteorología*; <http://www.cepis.ops-oms.org>

The COMET program www.comet.ucar.edu

Todas las webs se han visitado y consultado durante el periodo : febrero 2014-junio 2014